Bull. Soc. Ecol., 1972, t. III, 4, p. 463-491.

INCIDENCE DU CLIMAT SUR LES MICROARTHROPODES D'UN SOL FORESTIER EN RÉGION TEMPÉRÉE

I. – LA STATION ET SON CLIMAT

par Guy VANNIER

Laboratoire d'Ecologie Générale du Muséum National d'Histoire Naturelle
4, Avenue du Petit Château, 91800-Brunoy, Essonne

SOMMAIRE DE LA PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION 463

A. — AMÉNAGEMENT ET FONCTIONNEMENT DE LA STATION ÉCOLOGIQUE 465
- 1. - Implantation des aires de prélèvements 465
- 2. - Mise en place du matériel de mesures climatiques 468
  - a) Pluviométrie 468
  - b) Température 468
  - c) Hygrométrie 468
  - d) Evaporation 469
  - e) Humidité du sol ; rétention hydrique 469
- 3. - Protocole d'échantillonnage pour la faune 469

B. — ANALYSE DU CLIMAT 471
- 1. - Evolution des principaux facteurs du climat 472
  - a) Insolation ; température de l'air ; précipitations 472
  - b) Teneurs en eau dans les horizons prospectés 474
  - c) Températures relevées dans les deux parcelles 476
  - d) Variations de l'humidité de l'air ; déficit de saturation 483
  - e) Evaporation d'une surface d'eau libre dans les deux parcelles .. 486
- 2. - Relations entre les facteurs du climat 486
  - a) Le phénomène de l'évaporation .. 487
  - b) Discussion sur le régime hydrique du sol dans les deux parcelles .. 490

(à suivre...)

INTRODUCTION

L'écologie est souvent considérée comme une science causale, puisqu'elle cherche à établir des relations de cause à effet entre les variables du milieu et le comportement des êtres vivants. Ces causes sont d'ordre abiotique comme les facteurs du climat ou d'ordre biotique comme la compétition interspécifique par exemple ; les effets produits peuvent être observés en étudiant la position spatiale des individus, leur densité, leur activité ou encore leur croissance.

Aujourd'hui, l'écologie est de plus en plus regardée comme une science téléologique, car elle cherche surtout à définir le rôle des espèces dans les écosystèmes, en fonction de leur degré d'adaptation ou, mieux encore, de leur valence écologique. Cette voie explicative qui nécessite la connaissance approfondie de la biologie et de la physiologie des espèces,

ne peut être empruntée avec des chances de plein succès qu'en de très rares cas.

En écologie du sol où un grand nombre d'espèces animales reste encore à découvrir les rapports vis-à-vis du milieu ne sont guère étudiés du point de vue conceptuel mais principalement du point de vue causal, c'est-à-dire qu'on examine l'influence du milieu soit sur les organismes à part, soit sur les associations d'organismes.

La dépendance des animaux vis-à-vis du climat n'est pas aussi étroite qu'on pourrait le supposer *a priori*. L'expérience que nous possédons dans ce domaine nous incite à penser que les facteurs physiques du milieu agissent le plus souvent selon la loi du tout ou rien et que les espèces se maintiennent dans leur biotope aussi longtemps que les limites de tolérance à l'égard d'un seul facteur ne sont pas encore atteintes. Dans l'intervalle de ces limites critiques, il n'est guère possible de mettre en évidence une relation simple de proportionnalité entre les fluctuations de l'effectif des populations et l'amplitude de variation de l'une quelconque des composantes du climat. De manière générale le climat n'influence pas directement le comportement des animaux peuplant les sols des régions tempérées et la dynamique des populations est presque uniquement soumise à l'influence des facteurs biotiques que l'on peut diviser en deux groupes ; d'une part les facteurs biotiques intrinsèques qui tiennent à la biologie propre des espèces (cycle de reproduction, comportement rythmique, niche écologique, etc.) et d'autre part les facteurs biotiques extrinsèques tels que la rupture des chaînes alimentaires, le parasitisme, la prédation, etc.

Le thème du travail que nous présentons aujourd'hui s'accorde davantage avec la définition littérale de l'écologie comme la science du milieu. En effet, dans une étude préparatoire, nous avons analysé la dynamique du climat correspondant au site où nous avions installé notre station écologique (première partie); puis, à l'aide de modèles statistiques simples nous avons recherché l'impact de chaque facteur climatique sur la distribution verticale des principaux groupes de Microarthropodes du sol (Acariens et Collemboles) (deuxième partie).

Les résultats consignés dans cette note viennent compléter ceux d'une étude antérieure que nous avions effectuée de mars à juillet 1967 et qui s'inscrivait dans le cadre plus restreint de nos recherches sur les relations eau-Microarthropodes du sol (VANNIER, 1970). Les mêmes moyens techniques ont été réutilisés de sorte que deux programmes ont pu être suivis simultanément, d'une part en milieu naturel non perturbé (parcelle témoin), d'autre part en milieu turbulent avec écoulement forcé de l'air ambiant (parcelle desséchée). Ce double programme a eu pour cadre un bois à Charmes appartenant au Laboratoire d'Ecologie Générale du Muséum National à Brunoy (Essonne) et s'est déroulé sur une période de 12 mois (novembre 1967-octobre 1968).

Le biotope des Microarthropodes que nous avons étudiés est un sol brun calcaire limono-argileux dont les caractéristiques pédologiques permettent de le classer dans les rendzines à horizons. Les pourcentages faibles en carbone et les teneurs relativement élevées en azote entraînent des valeurs relativement faibles du rapport C/N (11,8 dans l'horizon 0 -10 cm). Le pH élevé (7,5 à 8,5) confirme la diagnose de ce sol.

La phytocénose est caractéristique des forêts feuillues de la zone médio-européenne, développée à basse altitude sur sols riches, alcalins, à activité biologique très accusée. Dans la systématique phytosociologique, la flore de notre station appartient à la classe des *Querceto-Fageata,* ordre des *Fagetalia silvaticae,* alliance du *Fraxino-carpinion,* ainsi qu'en témoigne la liste des espèces que nous donnons avec les coefficients d'abondance-dominance et de sociabilité (échelle zuricho-montpelliérenne) :

— Strate arborescente inexistante (= pas de sous-bois), mais ombrage (R = 80 %) de *Carpinus betulus.*

— Strate herbacée (R = 95 %) : *Mercurialis perennis* (4 – 4) ; *Hedera helix* (3 – 3) ; *Viola silvestris* (1 – 1) ; *Fragaria vesca* (1 – 1) ; *Acer platanoïdes* (1 – 1) ; *Fraxinus excelsior* (±) ; *Bromus asper* (±) ; *Geum urbanum* (+) ; *Dactylis glomerata* (+) ; *Arum maculatum* (+) ; *Carex silvatica* (+) ; *Anthriscus silvestris* (+) ; *Taraxacum officinale*

(+) ; *Ribes* spp. (+) ; *Rubus* spp. (+) ; *Carpinus betulus* (+) ; *Quercus pedunculata* (+) ; *Acer pseudoplatanus* (+) ; *Ulmus campestris* (+) ; *Acer campestre* (+) ; *Tilia vulgaris* (+).

— Strate muscinale : *Fissidens* spp. (32) ; *Hypnum* spp. (32).

A. — AMÉNAGEMENT ET FONCTIONNEMENT DE LA STATION ÉCOLOGIQUE

1 - Implantation des aires de prélèvements.

L'observation directe des animaux édaphiques ne pouvant être envisagée, il est nécessaire de délimiter sur le terrain des parcelles dans lesquelles un certain nombre d'échantillons de terre seront périodiquement prélevés et rapportés au laboratoire pour en extraire la faune. Afin d'éliminer toute variable aléatoire susceptible de masquer les effets produits par les variations du climat, l'implantation de ces aires de prélèvements sera déterminée en fonction de quatre critères d'homogénéité : homogénéité pédologique respectant la constance de chaque horizon édaphique ; homogénéité floristique offrant une même densité du couvert végétal ; homogénéité topographique préférant les reliefs uniformes aux surfaces accidentées et enfin homogénéité climatique assurant la même influence des facteurs physiques en chaque point des aires prospectées. Le respect de cette règle rend d'ailleurs plus crédibles les relations faune-climat, puisque les grandeurs physiques sont mesurées ponctuellement et doivent être considérées comme égales en tous les points d'un même niveau des aires de prélèvements et au même instant.

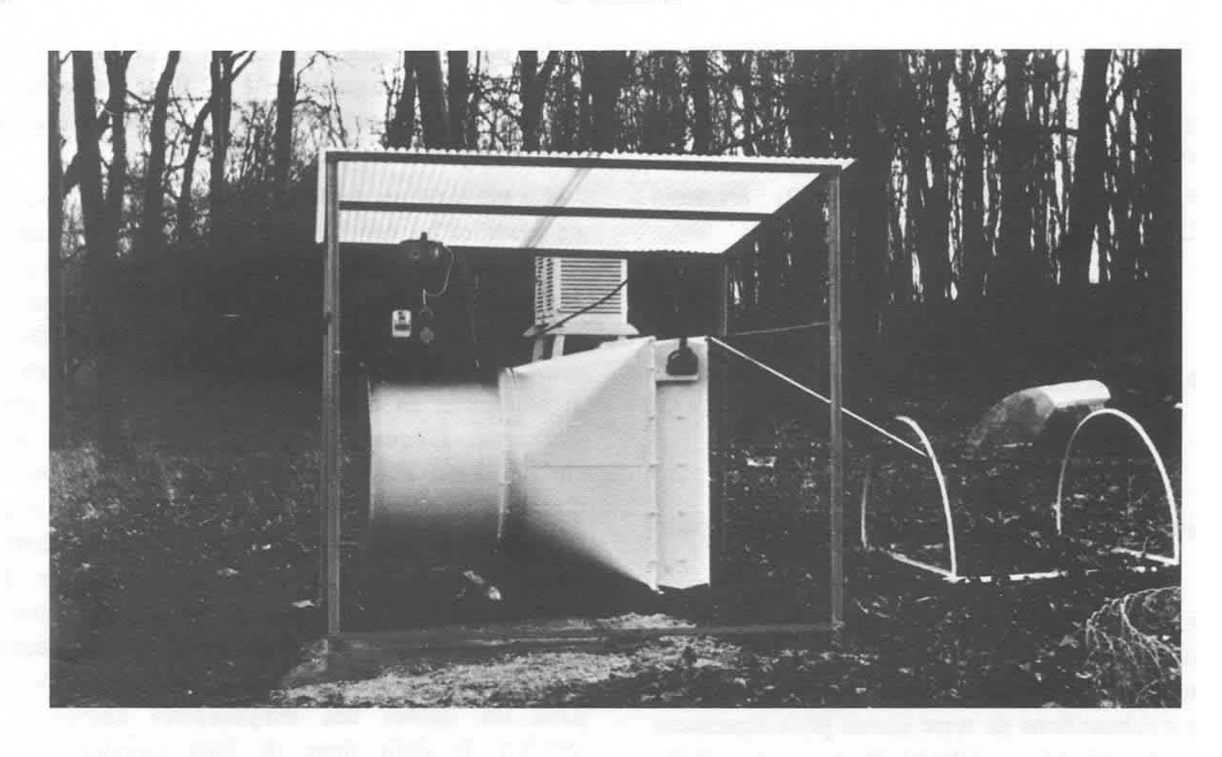
Deux rectangles d'une superficie de 5 m^2 (5 m × 1 m), placés parallèlement côte à côte à une distance d'environ un mètre et représentant les deux aires de prélèvements, ont été tracés dans une clairière recouverte d'un tapis homogène de Mercuriales et de Lierre.

La parcelle témoin, livrée aux aléas du climat, est divisée en cinq quadrats de 1 m^2 dont les limites ont été matérialisées par une clôture de manière à faciliter les opérations d'échantillonnage.

La préparation de la seconde parcelle a pour but de modifier les conditions d'existence de la faune en privant le biotope de ses apports hydriques naturels et en provoquant un assèchement progressif des horizons de surface. Le problème à résoudre est d'entretenir une évaporation continue sans perturber le biotope et en utilisant les composantes du climat stationnel. L'équation du flux d'évaporation d'une surface d'eau libre ou d'un corps poreux, nous ont donné la réponse au problème posé. En effet, le flux d'évaporation dépend essentiellement du gradient de température entre la surface évaporante et l'air ambiant, et, du coefficient de transfert de chaleur. Or, ce dernier est proportionnel au régime d'écoulement de l'air au-dessus de la surface évaporante dans les limites des températures ambiantes (0 -50 °C). Il suffit donc de faire circuler de l'air ambiant au-dessus de la parcelle choisie et de provoquer ainsi une évaporation continue.

La circulation de l'air est assurée par une soufflerie que nous présentons sur la figure 1 au moment de son montage. Celle-ci se présente sous la forme d'un cylindre en acier (diamètre : 85 cm, longueur : 55 cm), à l'intérieur duquel est inscrit un ventilateur hélicoïde porteur de 13 pales. Un moteur de 2 CV entraîne l'hélice à raison de 1 000 tours par minute. Un registre, placé devant la soufflerie, sert à régler le débit de l'air; dans son encadrement se trouvent 5 volets horizontaux (largeur 20 cm; longueur : 1 m) disposés en quinconce et dont la position est commandée par un levier muni d'une poignée; cette manette permet d'obturer ou d'ouvrir complètement l'entrée du registre et toutes les positions intermédiaires sont également possibles (débit horaire maximal : 16 000 m^3 pour une vitesse d'écoulement de 10 m/s).

La parcelle expérimentale est recouverte d'un tunnel hémicylindrique qui est raccordé à l'ensemble soufflerie-registre par l'intermédiaire d'un manchon semi-rigide en toile plastique. Le tunnel, long de



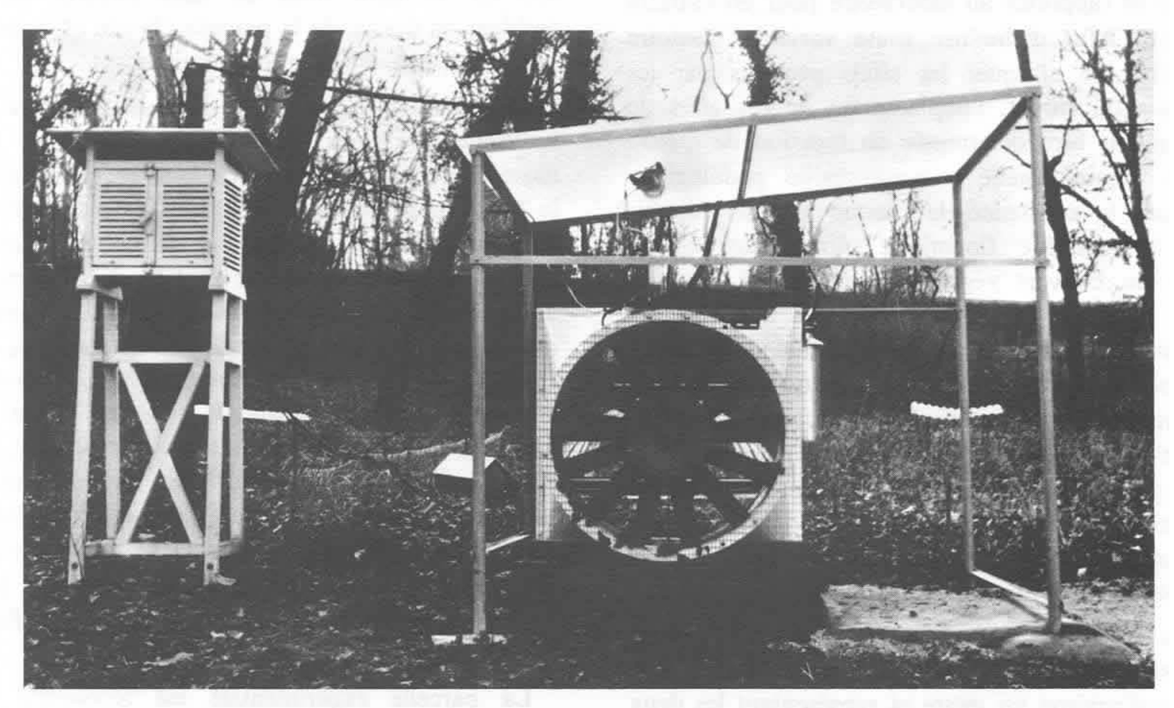


FIG. 1. — Dispositif expérimental pour assécher progessivement le sol. *En haut* : ensemble soufflerie-registre en vue latérale, avec les premiers arceaux du tunnel en cours de montage. *En bas* : ventilateur hélicoïde inscrit dans le corps de la soufflerie (diamètre : 85 cm).

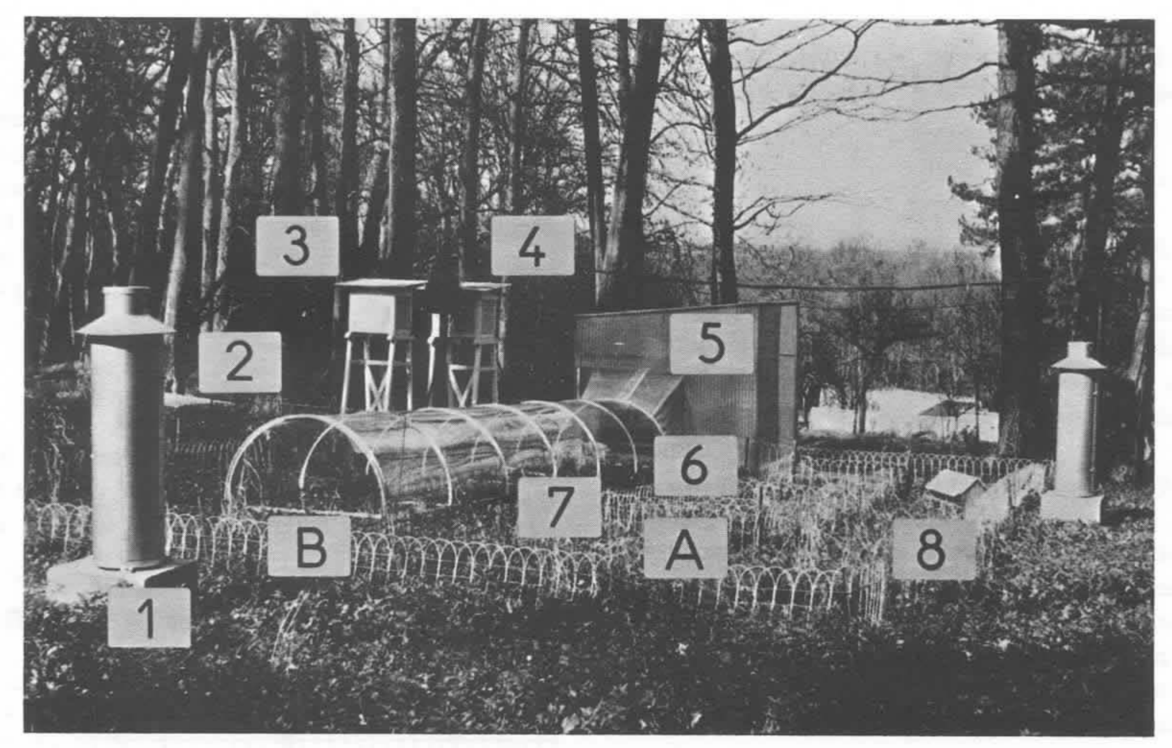


FIG. 2. — Aménagement de la station écologique. A : parcelle témoin (5 m²) livrée aux aléas du climat; B : parcelle desséchée (5 m²) recouverte d'un tunnel à éléments rhodoïd amovibles. 1, pluviomètre; 2, évaporographe extérieur; 3, température de l'air sous abri; 4, hygrométrie de l'air sous abri; 5, machinerie; 6, évaporographe à l'intérieur du tunnel; 7, emplacement des sondes thermiques et de l'hygrographe à l'intérieur du tunnel; 8, boîtes de connexion reliant les quatre sondes thermiques de la parcelle témoin à l'enregistreur électronique.

6 mètres, est composé de 7 arceaux métalliques démontables. Ces derniers supportent dorsalement une nervure qui les maintient à une distance de 1 mètre les uns des autres. Ils soutiennent des plaques de rhodoïd transparent qui épousent parfaitement leur forme en demi-cercle. Ces plaques sont amovibles afin de permettre la visite de chaque quadrat ; la plus proche de la soufflerie abritant un appareil de mesure (balance d'évaporation) et les cinq suivants servant à l'étude écologique proprement dite. Le diamètre des arceaux est de 110 cm, de telle sorte que la hauteur maximale du tunnel est de 55 cm. La base du tunnel repose sur le sol par l'intermédiaire de 7 paires de pieds (1 paire par arceau) qui sont légèrement enfoncés dans la terre et servent ainsi d'amarres à l'ensemble du tunnel. Le contact avec le sol n'est pas intime, de manière à laisser fuir ou pénétrer librement les Microarthropodes du sol.

L'air de la station est tiré à l'intérieur du tunnel par le ventilateur qui le rejette directement dans l'atmosphère. Cette disposition permet d'obtenir des couches d'air homogènes et parallèles à la surface du sol, assurant ainsi un dessèchement uniforme. La vitesse de travail du courant d'air a oscillé entre 3 et 4 m/s pendant toute la durée du programme.

Le document photographique de la figure 2 représente l'installation complète de la station, avec d'une part les deux aires de prélèvements et d'autre part l'emplacement des différents postes de mesures climatiques.

2 - Mise en place du matériel de mesures climatiques.

a) *Pluviométrie.*

De part et d'autre de la station écologique, nous avons enregistré les précipitations à l'aide de deux pluviomètres totalisateurs. Ces appareils recueillent l'eau de pluie dans un flacon doseur muni d'un siphon. Tous les dix millimètres de pluie, c'est-à-dire, tous les 10 litres d'eau reçus par mètre carré, le flacon doseur dégorge son contenu. Un flotteur portant un stylet scripteur indique les variations du niveau à l'intérieur du flacon doseur. Il est possible de contrôler le bon fonctionnement de ce mécanisme en mesurant les quantité d'eau périodiquement rejetées par le siphon dans un récipient récupérateur. Ce type de pluviomètre enregistreur permet de connaître à la fois les fréquences et l'intensité des précipitations. L'autonomie d'enregistrement est de 31 jours.

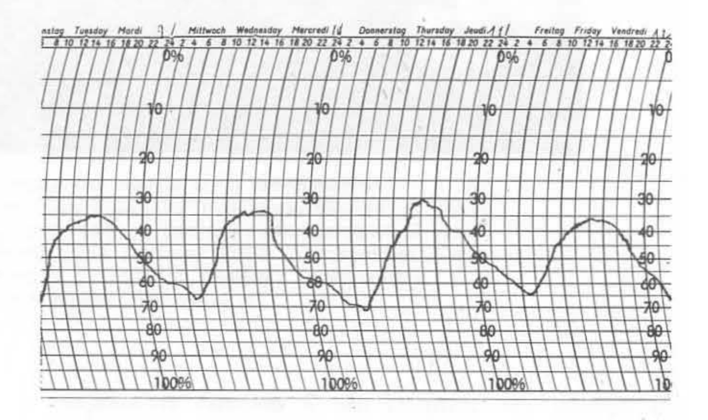
b) *Température.*

La température de l'air ambiant a été enregistrée à l'aide d'un thermographe installé dans un abri météorologique ; l'élément de mesure est un bilame replié en anneau, dont les déformations en fonction des variations de température sont transmises mécaniquement à un stylet scripteur qui les inscrit sur un tambour enregistreur animé par un mouvement d'horlogerie (1 tour - 7 jours) ; l'étendue de l'échelle est de $-20°C$ à $+40°C$, avec une précision de 0,5 degré Celsius.

Dans la parcelle témoin comme dans la parcelle desséchée, la température est mesurée par des sondes thermiques à quatre niveaux successifs : au-dessus de la strate herbacée à $+20$ cm ; à la surface du sol ; à $-2{,}5$ cm et -5cm dans le sol. Les éléments sensibles sont constitués par un tube en acier inoxydable (diamètre : 1 cm, longueur : 10 cm) à l'intérieur duquel se trouve un enroulement de platine enrobé de verre pyrex et dont la résistance électrique varie avec les variations de température du milieu. Les sondes thermiques sont reliées chacune à une boîte de connexion par un conducteur à 3 fils, sertis dans une gaine de plomb. Toutes les quarante secondes, une information est transmise par câble à un enregistreur électronique (pont de Wheastone Meci), situé à 300 mètres de la station et qui traduit directement les variations de résistance des sondes en degrés Celsius dans l'intervalle $-20°C$ et $+40°C$.

c) *Hygrométrie.*

Un second abri météorologique abrite un hydrographe dont le capteur est représenté par une harpe de cheveux dont l'allongement en fonction de la



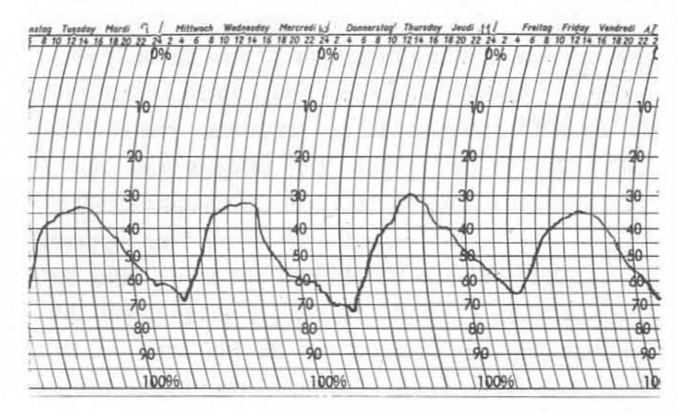


Fig. 3. — Fac-similés des enregistrements fournis par les deux hygrographes pendant le déroulement du programme.
En haut : dans l'abri météorologique. *En bas* : à l'intérieur du tunnel. On notera que les deux appareils enregistrent une courbe de même amplitude.

teneur en vapeur d'eau atmosphérique est amplifié par un système de levier, puis transmis à un stylet qui les inscrits sur un tambour enregistreur (1 tour - 7 jours). L'échelle des mesures est graduée en pourcentages d'humidité relative (0 à 100 %) avec une précision de 2 %.

Un appareil identique est installé dans le tunnel, suspendu au-dessus du troisième quadrat, la harpe de cheveux faisant front au flux d'air tiré par le ventilateur.

Les deux hygrographes fournissent au même instant les mêmes indications, montrant ainsi que l'air circulant sous le tunnel possède les mêmes caractéristiques thermodynamiques que celui de la station (Fig. 3). En effet la fonction représentative des variations de pression partielle de vapeur d'eau est liée à la température et à la pression atmosphérique dont les variations sont identiques dans la station et sous le tunnel.

d) *Evaporation.*

La mesure en continu des pertes subies par une surface d'eau libre est indicatrice du pouvoir évaporatoire de l'air ambiant. Nous avons utilisé deux évaporomètres enregistreurs, l'un dans le site naturel, l'autre dans le sixième quadrat de la parcelle expérimentale. Ces appareils que l'on appelle aussi « balances d'évaporation » fonctionnent selon le principe du pèse-lettre. Les pertes de poids d'une cuvette métallique remplie d'eau permutée sont transmises à un stylet scripteur par l'intermédiaire d'un système de leviers et contrepoids ; la cuvette métallique possède une superficie de 250 cm^2 (surface d'évaporation) et le papier d'enregistrement est gradué en millimètres de colonne d'eau directement convertibles en kilogrammes ou litres d'eau évaporés par mètre carré. Etendue de mesure : 0-20 mm, avec une précision de 0,2 mm. Le tambour enregistreur animé par un mouvement d'horlogerie fait un tour par 24 heures de telle sorte que la courbe inscrite sur le papier diagramme représente une hélice à pas variables pour une durée de 7 jours ; la distance entre deux passages successifs indique le taux d'évaporation journalier. Afin de mesurer l'évaporation d'une surface d'eau libre dans les mêmes conditions thermodynamiques que celle régnant à la surface du sol, nous avons placé chaque évaporographe dans une petite fosse, de telle manière que le bord de la cuvette métallique se trouve au ras du sol.

e) *Humidité du sol, retention hydrique.*

L'humidité du sol est mesurée à partir de carottes de terre en provenance des horizons prospectés dans les aires de prélèvements et dont on a extrait la fraction hydrique non combinée après passage à l'étuve à 105°C. Elle est exprimée en pourcentages d'eau par unité de poids de matière sèche.

Le pouvoir de rétention hydrique dans chaque niveau édaphique est meturée par la méthode manométrique de pF 2,5 à pF 4,2 et par la méthode des équilibres hygroscopiques de pF 4,7 à pF 6.

3 - PROTOCOLE D'ÉCHANTILLONNAGE POUR LA FAUNE.

Dans la parcelle témoin comme dans la parcelle expérimentale, le sol est recouvert d'un tapis continu de Mercuriales (150 pieds en moyenne par mètre carré). Les clichés de la figure 4 donnent une idée de la densité de la flore dans les deux parcelles ; pendant le fonctionnement de la soufflerie, les Mercuriales subissent la poussée mécanique du courant d'air qui les obligent à se courber, découvrant ainsi une partie de la surface du sol.

Pour la commodité de l'échantillonnage, les quadrats des deux parcelles installées côte à côte ont été désignés par une lettre de l'alphabet comme le montre la figure 5. Chaque quadrat a été ensuite divisé en 25 sous-quadrats de 20 cm^2 de surface, numérotés de 1 à 25.

L'échantillonnage consiste à prélever au hasard un nombre minimal de petits échantillons de terre susceptibles de rendre compte de l'effectif des populations en place dont les individus sont le plus souvent répartis en agrégats, mais aussi avec le souci





FIG. 4. — Dominance de *Mercurialis perennis* dans la formation du tapis végétal recouvrant les aires de prélèvements. *En haut* : couverture continue dans la parcelle témoin. *En bas* : courbure des tiges sous l'action du courant d'air dans la parcelle desséchée.

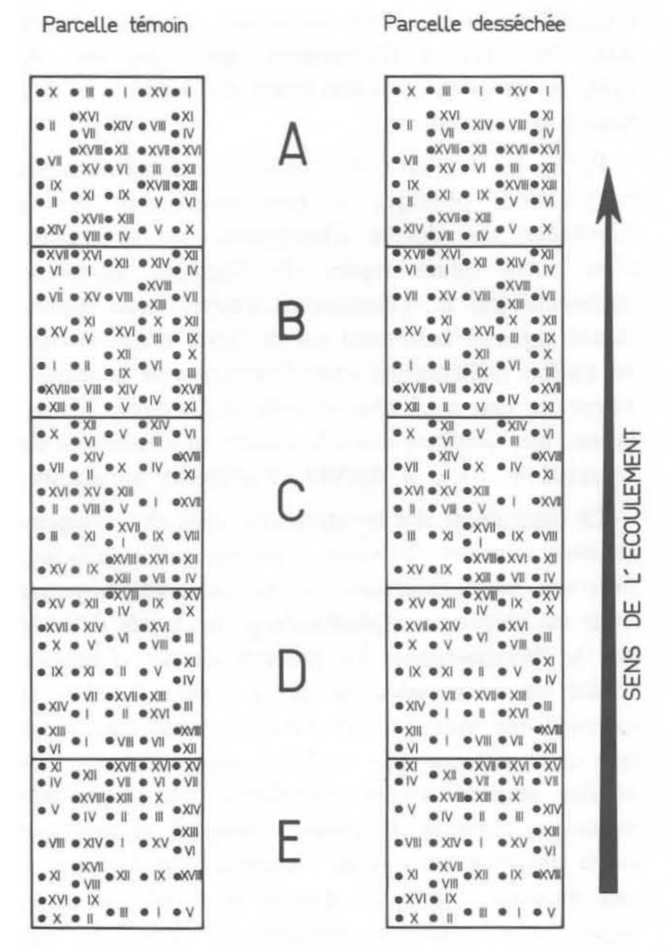


FIG. 5. — Recouvrement des parcelles par l'échantillonnage dans la proportion de 7,2 % de la surface totale. Les lettres désignent les quadrats (1 m²), les chiffres romains les couples de prélèvements tirés au sort dans chaque quadrat et correspondant aux 18 journées d'échantillonnage (de I à XVIII).

de ne pas perturber le biotope par de trop nombreux forages.

A l'intérieur de deux sous-quadrats, désignés par tirage au sort dans chaque quadrat, nous avons prélevé une carotte de terre (longueur 7,5 cm, diamètre 5 cm) à l'aide d'une sonde pédologique à sécateur. Cet organe de coupe transversale nous a permis ensuite de subdiviser l'échantillon de sol en trois parties d'égale épaisseur (2,5 cm).

Le nombre d'échantillons de sol ainsi prélevés dans chaque parcelle se répartit comme suit : 10 dans l'horizon supérieur 0 –2,5 cm ; 10 dans l'horizon moyen –2,5 –5 cm ; 10 dans l'horizon profond –5 –7,5 cm. Soit au total 60 échantillons de sol par séance de prélèvements et qui ont été immédiatement transportés au laboratoire et introduits dans un meuble à extraction sélective où régnait une température constante de 30°C.

Du mois de novembre 1967 au mois d'août 1968, 18 séances d'échantillonnage ont été organisées selon le protocole indiqué ci-dessus. Les 15 premières séances se sont succédées à un intervalle de 15 jours et les 3 dernières à un intervalle d'un mois (juin, juillet, août 1968). Nous mentionnons ici que nos graphiques concernant l'évolution des facteurs du climat et des données biologiques portent un vecteur temps sur lequel ont été placées en repère les journées d'échantillonnage, exprimées en quantièmes de l'année (de 1 à 365 jours).

Au cours de ces deux programmes, 1080 échantillons de sol ont été analysés du point de vue faunistique. Il est intéressant de noter que 7,2 % de la surface totale de chaque parcelle ont été couverts par l'échantillonnage, comme le montre la figure 5 sur laquelle on distingue la trace de chaque prélèvement. De même, le calcul portant sur le volume de terre prélevée représente également 7,2 % de la tranche du sol sur 7,5 cm de profondeur, soit au total 54 000 cm³ de terre rapportée au laboratoire.

B. — ANALYSE DU CLIMAT

Le mode de représentation graphique des données climatiques relève généralement d'un choix arbitraire. En ce qui nous concerne, les différents paramètres du climat ont été condensés en moyennes hebdomadaires, car nous pensons que les états biologiques que nous étudions chronologiquement, résultent des effets d'une suite d'événements climatiques pouvant s'intégrer sur une période de 7 jours, plutôt que sur un laps de temps plus court (journée, heure), ou plus long (quinzaine, mois). Ainsi, dans nos analyses

statistiques de corrélation et de régression, une variable biotique sera associée à une variable du climat qui est une pondération de ses effets survenus au cours de la semaine précédant la journée d'échantillonnage. Dans certains cas, l'écologiste peut se soustraire à ce raisonnement *a priori* quand il dispose de l'arsenal complet des données biologiques concernant les espèces peuplant ses stations (durée du cycle vital, temps de réponse aux différents stimuli, etc.) mais le plus souvent il doit procéder par intuition. Ces propos soulignent le caractère subjectif des études écologiques causales ; en toute rigueur scientifique et en l'absence de données biologiques crédibles, il faudrait tester toutes les combinaisons possibles entre les facteurs du climat et les phénomènes biologiques en cause ; il serait nécessaire aussi d'examiner les actions-retards des différents facteurs sur la faune, c'est-à-dire prendre en considération les événements climatiques passés, remontant parfois à plus d'une année.

1 - Evolution des principaux facteurs du climat.

a) *Insolation, température de l'air, précipitations.*

La dynamique du climat est tout entière dominée par la quantité d'énergie solaire qui parvient à la surface du sol. Cette quantité dépend de la latitude du lieu et de l'époque de l'année ; elle peut être réduite par le relief, la nébulosité, parfois même le couvert végétal. A défaut de sa mesure qui demande un appareillage coûteux, nous avons relevé les durées d'insolation enregistrées au Parc Montsouris à Paris et publiées par les services de la Météorologie nationale dans les suppléments décadaires au résumé mensuel du temps en France.

Le diagramme en bâton de la figure 6 montre l'évolution des durées d'insolation hebdomadaire pendant les 12 mois du programme. Le profil de cette courbe discontinue met en évidence un rythme saisonnier très marqué qui caractérise le climat général à la latitude de Paris. La durée d'insolation minimale se situe au mois de janvier avec 1,9 heure d'insolation et la durée maximale au mois d'avril avec 79,1 heures d'insolation. Sur l'ensemble du cycle, la moyenne hebdomadaire est de 32,9 ± 5,2 heures d'insolation.

Parmi les facteurs du climat, la température est la grandeur physique la plus étroitement liée à l'évolution des durées d'insolation, car sa mesure n'est autre qu'un repère de l'énergie thermique entretenue par le rayonnement solaire. Cette dépendance apparaît nettement sur la figure 6 qui montre un parfait sychronisme entre l'évolution de la température de l'air sous abri et celle de la durée d'insolation, que confime aussi le calcul du coefficient de corrélation : $r = + 0{,}6599$, hautement significatif.

Le diagramme des températures sous abri comporte trois courbes distinctes : moyenne des minima, moyenne vraie, moyenne des maxima. La moyenne vraie est obtenue par planimétrage des tracés délivrés par le thermographe. Ce procédé permet d'intégrer toutes les microvariations de la température et de calculer une moyenne hebdomaraire plus rigoureuse que celle obtenue par la demi-somme des maxima et des minima moyens (moyenne calculée). Cette remarque explique la position souvent asymétrique de la moyenne vraie dans l'intervalle des minima et des maxima, comme le montre le graphique de la figure 6. L'amplitude annuelle de la courbe des moyennes vraies est de 19,9 degrés Celsius et la moyenne générale pour l'ensemble du cycle est de 9,25 ± 1,66 degrés Celsius ; cette dernière valeur est peu différente de la moyenne normale annuelle de Paris 10,06°C, établie sur une période d'un demi-siècle (1851-1900).

La hauteur annuelle de pluie est une donnée caractéristique du climat régional. Pour fixer les idées, rappelons que la hauteur moyenne dans la région parisienne est de 600 millimètres pour la période de 1951 à 1960. Du mois de novembre 1967 au mois d'octobre 1968, il est tombé 553 millimètres de pluies dans chacun des pluviographes installés sous le couvert forestier de notre station, soit en moyenne par semaine 11 millimètres de pluie. Si l'on tient compte du fait qu'un couvert forestier dense (coefficient d'ombrage 80 %) peut intercepter



FIG. 6. — Mesure du climat du mois de novembre 1967 au mois d'octobre 1968. *En haut* : variations de la durée d'insolation hebdomadaire en heures et en dixièmes d'heure, enregistrée au Parc Montsouris à Paris par les services de la Météorologie nationale. *En bas* : variations de la température de l'air sous abri dans la station écologique à Brunoy.

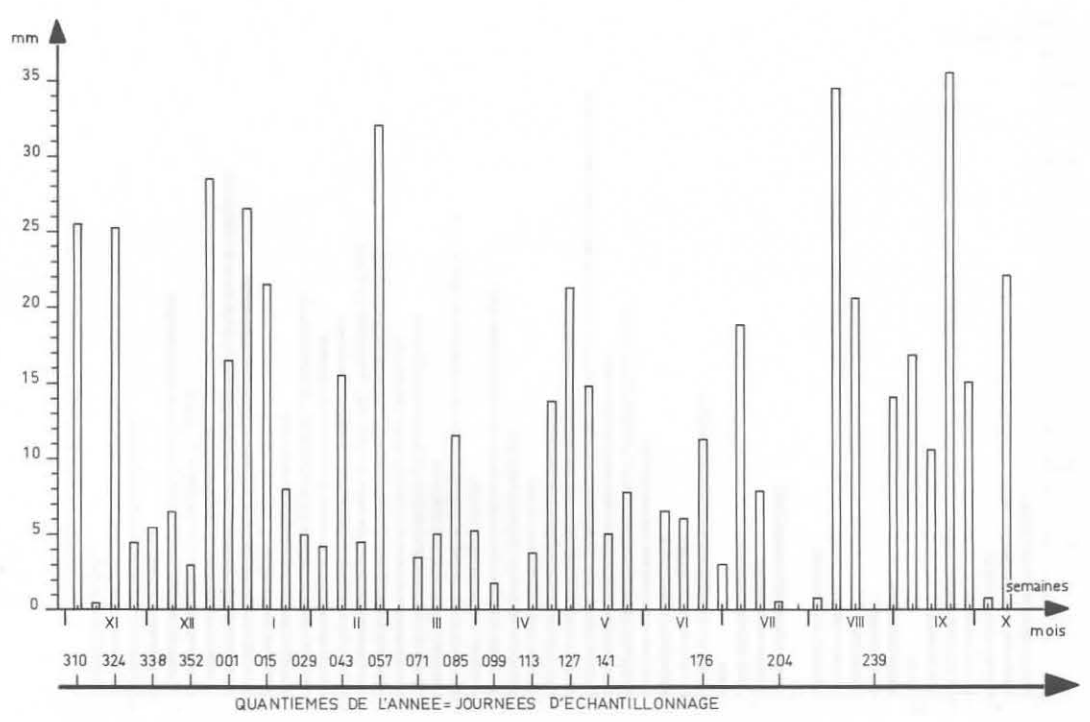


FIG. 7. — Mesure du climat du mois de novembre 1967 au mois d'octobre 1968. Répartition des quantités de pluie hebdomadaires sous couvert forestier au cours du cycle annuel.

jusqu'au tiers de la quantité totale d'eau de pluie, on peut penser que notre programme s'est déroulé au cours d'une année particulièrement pluvieuse. Comme on peut le constater sur le diagramme de la figure 7, les quantités d'eau de pluie enregistrées chaque semaine sont inégalement réparties sur l'axe des abscisses et il n'est pas possible de relever un rythme saisonnier, comme ce fut le cas sur les courbes précédentes.

b) *Teneurs en eau dans les horizons prospectés.*

L'humidité du sol est certainement le facteur qui diférencie le plus les deux aires de prélèvements. Cependant la quantité d'eau totale rapportée au poids de matière sèche ne permet pas à elle seule d'apprécier l'état hydrique d'un sol. Il convient également de connaître l'énergie de liaison entre l'eau et la matière solide afin de déterminer l'importance du déficit hydrique à chaque mesure de l'humidité du sol.

La capacité de rétention d'un sol dépend de sa nature et de sa structure de sorte que les mesures de rétention hydrique doivent se pratiquer séparément pour chaque horizon prospecté. La manipulation consiste à calculer les pourcentages d'humidité correspondant aux principales valeurs de l'échelle exponentielle des forces de rétention ou plus commodément de l'échelle logarithmique du pF (Tableau I). Cette échelle comporte quelques points remarquables, significatifs de l'état hydrique du sol : pF 2,5 représente la capacité au champ ou rétention capillaire maximale ; pF 3 l'humidité équivalente ; pF 4,2 le point de fanaison ou de flétrissement permanent pour les plantes ; pF 4,7 point d'hygroscopie maximale. On appellera déficit hydrique la quantité d'eau qu'il faut apporter au sol pour ramener son humidité actuelle à la rétention capillaire maximale, et excès hydrique la quantité d'eau portant l'humidité actuelle à un taux supérieur à celui du pF 2,5.

Les valeurs d'humidité aux différents pF montrent que les trois horizons édaphiques possèdent des

TABLEAU I

Mesure du pF *dans les trois horizons édaphiques*

0 — 2,5 cm; — 2,5 cm — 5 cm; — 57,5 cm.

Forces de rétention	pF	Pourcentages d'humidité		
s en g/cm²	log *s*	0 –2,5 cm	– 2,5 –5 cm	–5 –7,5 cm
1	0	110,1	109,1	95,5
346	2,50	52,6	46,7	44,7
1 000	3,00	46,9	40,7	38,4
3 000	3,65	41,1	35,6	33,5
15 849	4,20	29,0	24,1	20,4
50 000	4,70	11,3	10,2	9,8
100 000	5,00	9,3	8,3	8,0
1 000 000	6,00	4,9	4,9	4,0

capacités de rétention différentes ; sur le tableau I on peut lire par exemple que la limite du déficit hydrique (pF 2,5) n'est pas atteinte au même pourcentage d'humidité dans les trois horizons. Cette remarque prend toute son importance lorsqu'on voudra expliquer des phénomènes de migration verticale en relation avec un assèchement prolongé du sol.

Les courbes de l'humidité du sol ont été construites en prenant la moyenne des teneurs en eau de trois échantillons prélevés au hasard dans chaque horizon édaphique (Fig. 8 et 9). Sur l'axe des ordonnées, nous avons porté en repère les principaux niveaux d'énergie de liaison entre l'eau et le sol : pF 2,5 ; pF 3 ; pF 3,65 ; pF 4,2 ; pF 5 et pF 6.

Dans la parcelle témoin (Fig. 8), l'horizon de surface ne connaît pratiquement pas de déficit hydrique au cours des douze mois de la prospection ; les mois de juillet et d'août faisant exception ; la moyenne annuelle de 70,8 ± 5,9 % montre un bilan hydrique excédentaire dans cet horizon. L'horizon moyen suit le même régime avec une moyenne annuelle moins élevée : 51,5 ± 3,3 %, mais supérieure à la limite du pF 2,5 de cet horizon moyen (cf. tableau I). L'horizon profond semble connaître des périodes de léger déficit hydrique, plusieurs fois au cours du cycle annuel et son bilan annuel est faiblement déficitaire (moyenne annuelle : 43,5 ± 2,2 %). Pour ce dernier cas, il est nécessaire de rappeler que les taux d'humidité correspondant aux différents pF sont calculés par excès, car les mesures sont effectuées sur des échantillons de terre tamisée (maille du tamis : 2 mm) dont la fraction caillouteuse est éliminée, relevant plus nettement le taux d'humidité des échantillons en provenance de l'horizon profond. En réalité le déficit hydrique n'existe que pendant les mois d'été, encore n'est-il pas très accusé.

En revanche, dans la parcelle expérimentale (Fig. 9), le déficit hydrique s'est installé dans les trois horizons édaphiques dès les premières semaines de fonctionnement de la soufflerie ; la courbe des humidités de l'horizon supérieur franchit la limite du point de flétrissement permanent (pF 4,2) dès le mois de mars et tend vers la fin de l'expérience à se rapprocher du taux d'humidité correspondant à pF 5. Le bilan annuel est nettement déficitaire avec une moyenne annuelle de 34,8 ± 7,8 % de teneur en eau. L'horizon moyen connaît également un déficit hydrique important, cependant la limite du point de flétrissement permanent n'est franchie qu'à partir du mois de mai ; la moyenne annuelle dans cet horizon est de 32,5 ± 5,1 %. L'horizon profond accuse un net retard au dessèchement et, au terme de l'expérience son taux d'humidité atteint difficilement la limite du point de flétrissement permanent ; cependant le bilan hydrique est déficitaire avec une

moyenne annuelle de 29,2 ± 3,3 % de teneur en eau

c) *Températures relevées dans les deux parcelles.*

Les températures enregistrées à quatre niveaux dans chaque parcelle suivent un rythme saisonnier calqué sur celui des durées d'insolation. Le profil des 8 courbes rappelle celui des températures de l'air sous abri ; on note cependant une atténuation progressive de l'amplitude annuelle et des écarts thermique moyens au fur et à mesure que l'on s'enfonce dans le sol (Fig. 10 et 11).

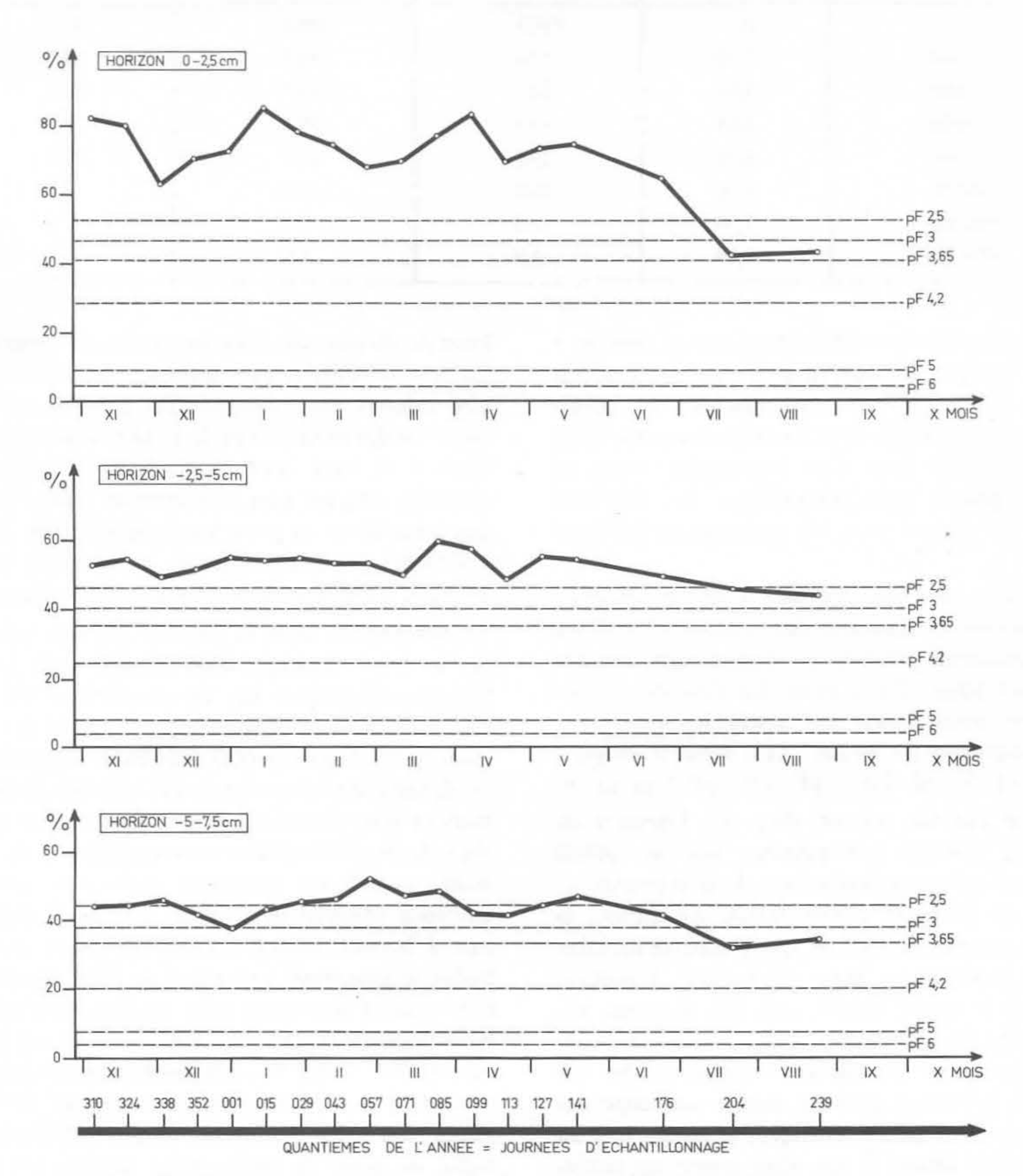


FIG. 8. — Mesure du climat du mois de novembre 1967 au mois d'octobre 1968. *Parcelle témoin* : variations de la teneur en eau dans les trois horizons édaphiques.

Dans la parcelle témoin (Fig. 10), à + 20 cm au-dessus du sol, la courbe des températures moyennes calculées (moyenne arithmétique entre les minima et les maxima des 7 jours de la semaine) montre d'importantes variations au cours du cycle saisonnier ; la moyenne annuelle est de 10,25 ± 1,50 °C et l'amplitude annuelle de 18,70 °C. A la surface du sol, sous le couvert de la végétation, la moyenne annuelle est de 9,47 ± 1,26 °C, avec une amplitude annuelle nettement inférieure : 15,45 °C, montrant déjà le pouvoir tampon du sol. A — 2,5 cm dans le sol, la moyenne annuelle est de 10,01 ±

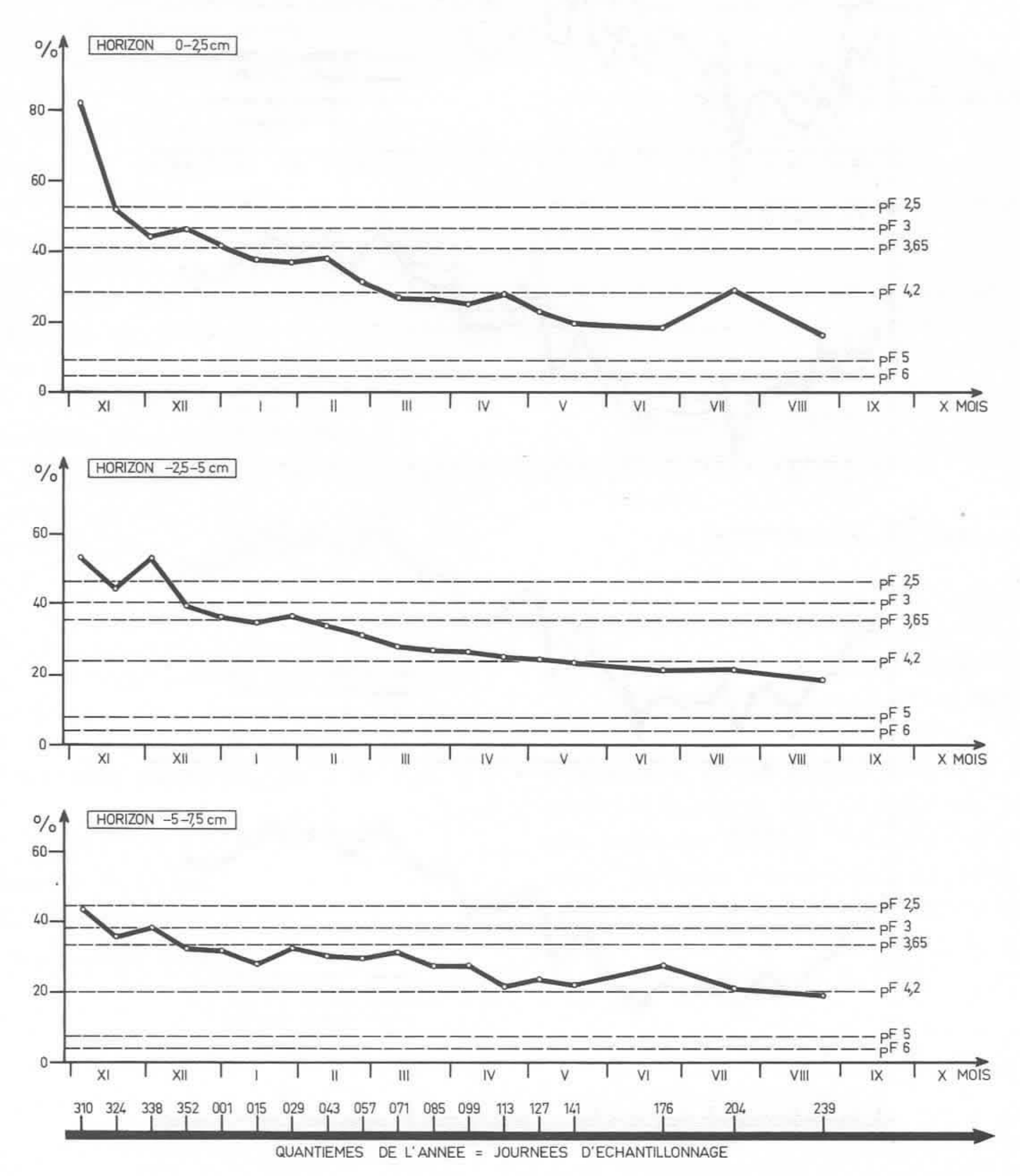


FIG. 9. — Mesure du climat du mois de novembre 1967 au mois d'octobre 1968. *Parcelle desséchée* : variations de la teneur en eau dans les trois horizons.

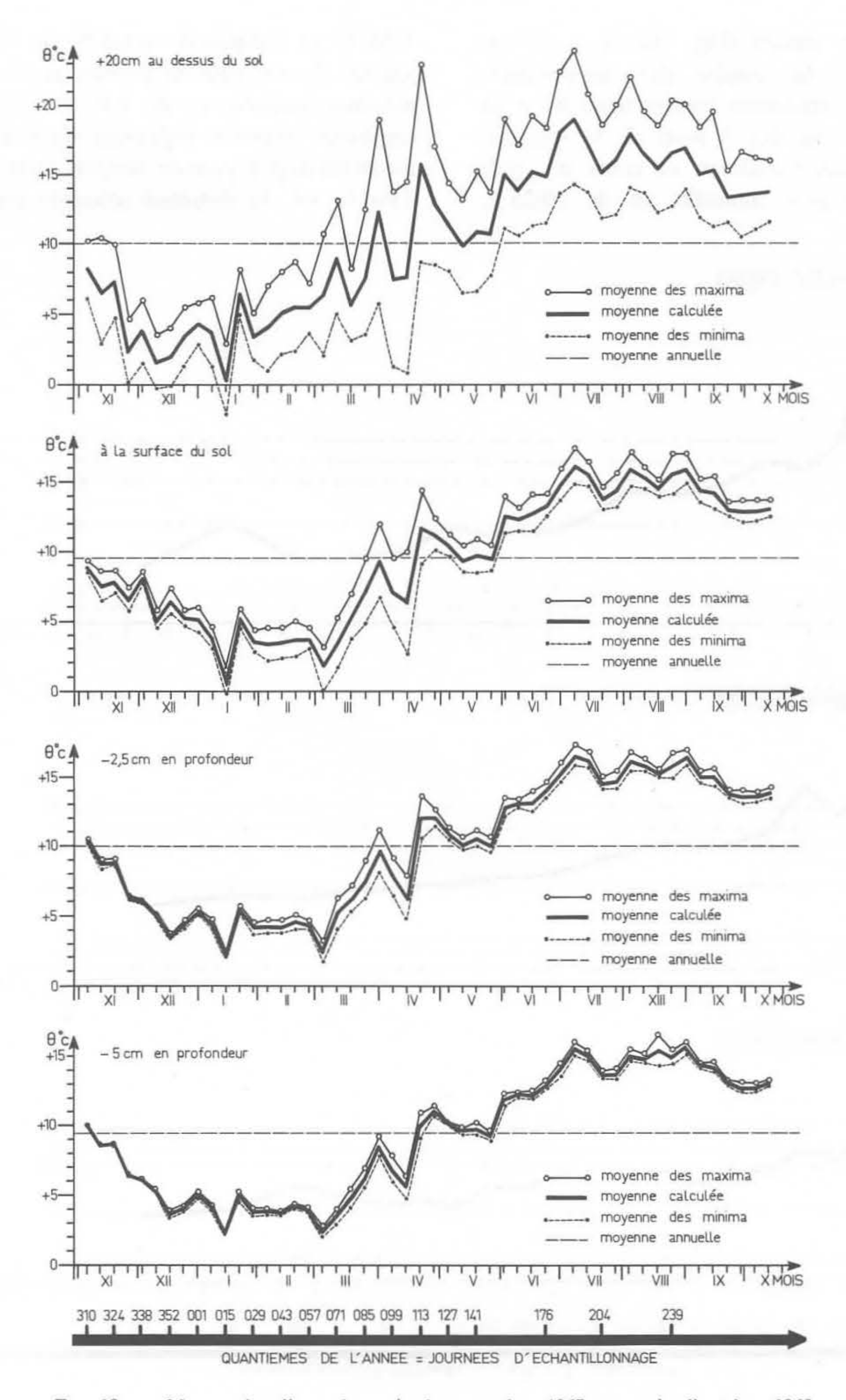


FIG. 10. — Mesure du climat du mois de novembre 1967 au mois d'octobre 1968. *Parcelle témoin* : variations des températures moyennes hebdomadaires à quatre niveaux successifs.

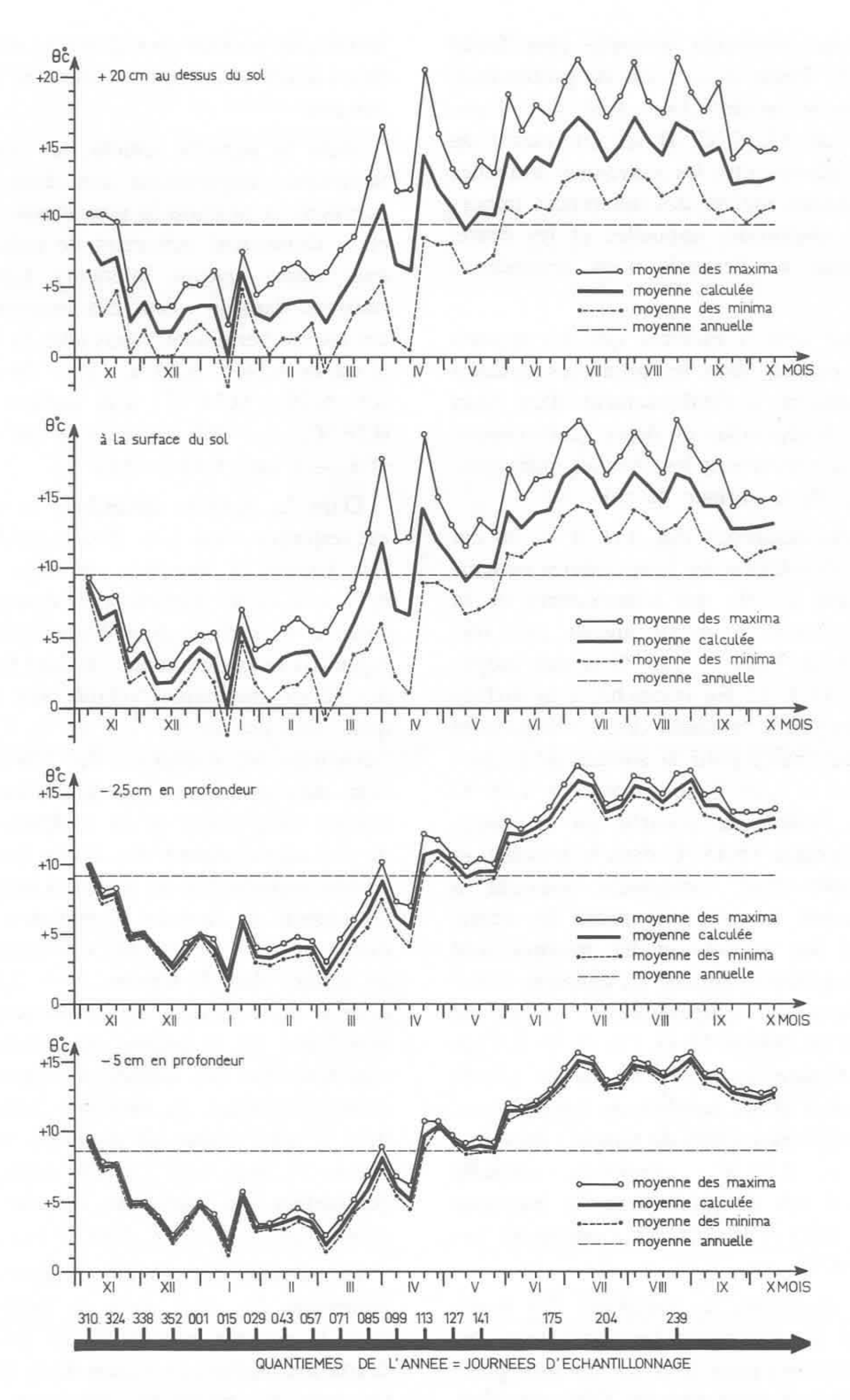


FIG. 11. — Mesure du climat du mois de novembre 1967 au mois d'octobre 1968. *Parcelle desséchée* : variations des températures moyennes hebdomadaires à quatre niveaux successifs.

1,31 °C, avec une amplitude annuelle plus faible encore : 14,52 °C. Enfin, à — 5 cm de profondeur, la moyenne annuelle est de 9,34 ± 1,24 °C et l'amplitude annuelle de 13,35 °C. Il est intéressant de noter les faibles écarts entre les moyennes annuelles de ces quatre niveaux malgré des différences importantes entre les amplitudes annuelles et les écarts thermiques moyens sur lesquels nous reviendrons plus loin.

Cette remarque tend à montrer que les apports et les pertes de chaleur dans les premières couches édaphiques conduisent à l'établissement d'un bilan thermique annuel indépendant du degré géothermique et proche de celui concernant les couches atmosphériques au contact de la surface du sol.

Dans la parcelle desséchée (fig. 11), à + 20 cm au-dessus du sol, l'évolution des températures ressemble en tous points à celle des températures de la parcelle témoin relevées au même niveau, avec une moyenne annuelle de 9,47 ± 1,46 °C et une amplitude annuelle de 17,1 °C. En revanche, à la surface du sol, si la moyenne annuelle est pratiquement identique à celle calculée pour la surface de la parcelle témoin (9,55 ± 1,48 °C contre 9,47 ± 1,26 °C dans le témoin), l'amplitude annuelle est très supérieure (17,30 °C contre 15,45 °C dans le témoin), et se confond plutôt avec l'amplitude annuelle à + 20 cm au-dessus du sol ; de même les écarts thermiques entre les maxima et les minima sont nettement plus importants, comme en témoigne l'examen des graphiques de températures à la surface du sol (comparer les figures 10 et 11). A — 2,5 cm dans le sol, le régime thermique est moins affecté par le dessèchement et les courbes de températures peuvent se confondre avec celles du témoin : moyenne annuelle 9,23 ± 1,30 °C ; amplitude annuelle 14,40 °C. A — 5 cm de profondeur, la moyenne annuelle est de 8,73 ± 1,24 °C et l'amplitude annuelle de 13,55 °C.

La figure 12 représente les variations des écarts thermiques entre les moyennes hebdomadaires des maxima et des minima pour tous les niveaux prospectés, y compris la température de l'air sous abri. Pour tous les niveaux, on constate que les écarts thermiques sont les plus élevés au début du printemps (mars-avril) et les plus faibles en hiver (décembre-janvier).

Dans la parcelle témoin, les courbes des écarts thermiques appartenant aux deux niveaux aériens occupent la position la plus élevée sur le graphique et se distinguent nettement de celles concernant les trois autres niveaux inférieurs. Cette hiérarchie se retrouve dans le calcul des moyennes annuelles de ces écarts thermiques ; sous abri, la moyenne annuelle est de 6,18 ± 0,76 °C ; à + 20 cm au-dessus du sol : 6,76 ± 0,74 °C ; à la surface du sol : 2,28 ± 0,36 °C ; à — 2,5 cm dans le sol : 1,14 ± 0,20 °C et à — 5 cm : 0,65 ± 0,12 °C.

Dans la parcelle desséchée, la même hiérarchie est respectée, c'est à + 20 cm au-dessus du sol que l'on trouve la moyenne annuelle la plus élevée : 6,17 ± 0,12 °C. Toutefois les écarts thermiques mesurés à la surface du sol sont plus accentués par rapport à ceux du témoin ; ils sont largement distincts des écarts thermiques relatifs aux horizons édaphiques sous-jacents (— 2,5 et — 5 cm) et suivent fidèlement les variations des écarts thermiques de l'air atmosphérique. La disparition de l'eau sous l'action évaporante de la soufflerie est responsable de cet accroissement des écarts thermiques dans la couche superficielle du sol qui a cessé de se comporter comme un horizon édaphique ; la moyenne annuelle est de 4,92 ± 0,66 °C contre 2,28 ± 0,36 °C en surface dans le témoin. A — 2,5 cm en profondeur le dessèchement est moins accentué et la position basse de la courbe des écarts thermiques est caractéristique des conditions climatiques spécifiquement édaphiques, la moyenne annuelle de 1,31 ± 0,18 °C est voisine de celle du témoin au même niveau (1,14 ± 0,20 °C). De même à — 5 cm de profondeur, la moyenne est de 0,77 ± 0,10 °C contre 0,65 ± 0,12 °C dans le témoin.

L'ensemble de ces observations sur le régime thermique des deux aires de prélèvements met en relief le pouvoir tampon du sol qui s'exerce sur les écarts thermiques, en raison de la présence de l'eau. Ce sont les propriétés physiques particulières de l'eau qui sont responsables du climat privilégié dans

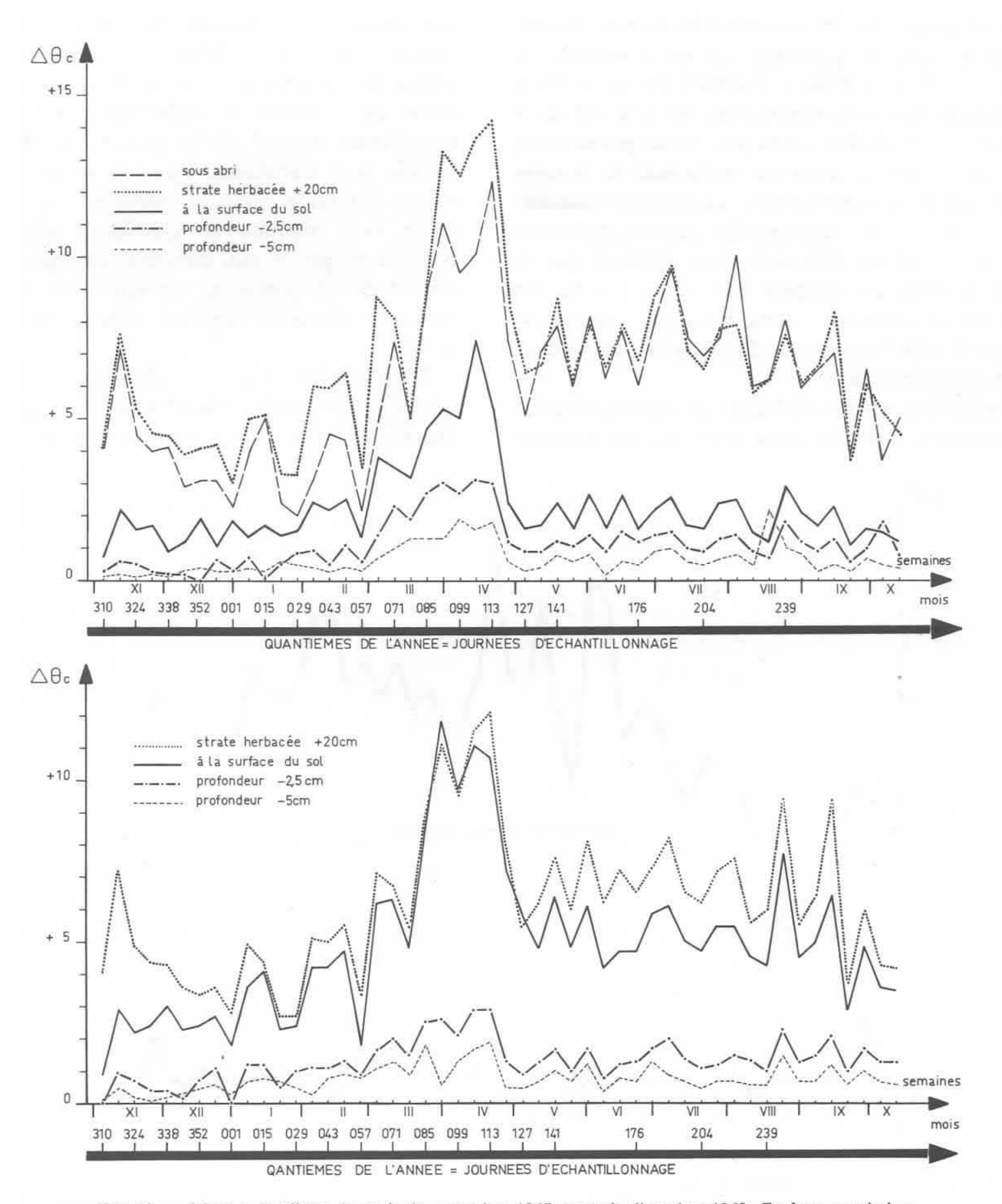


FIG. 12. — Mesure du climat du mois de novembre 1967 au mois d'octobre 1968. *En haut :* variations des écarts thermiques moyens entre les maxima et les minima hebdomadaires dans la parcelle témoin. *En bas :* variations des mêmes écarts thermiques dans la parcelle desséchée. Le départ de l'eau à la surface du sol a provoqué un accroissement important des écarts thermiques qui se confondent avec ceux de l'air à + 20 cm au-dessus du sol.

le sol et qui protège les innombrables formes d'invertébrés. La chaleur spécifique, qui est la quantité de chaleur qu'il faut fournir à l'unité de masse d'un corps pour élever sa température de 1 °C est de 1 calorie pour l'eau. Elle est la plus élevée parmi celles de tous les autres corps qui composent la fraction organique et minérale du sol ; sensiblement cinq fois plus élevée que la moyenne des autres constituants du sol. Ainsi l'eau s'échauffe plus lentement que le sol et celui-ci est d'autant plus lent à s'échauffer qu'il est plus humide. Cette remarque explique le comportement thermique de l'horizon de surface dans la parcelle desséchée.

Par ailleurs, comparant les moyennes annuelles des températures dans les deux parcelles, on constate que celles de la parcelle desséchée sont le plus souvent inférieures à celles du témoin. Il faut en rechercher l'explication dans la valeur anormalement élevée de la chaleur de vaporisation qui, pour une température donnée, est la quantité de chaleur nécessaire pour transformer l'unité de masse liquide en vapeur saturante. Pour se vaporiser dans l'atmosphère, l'eau emprunte des calories au milieu qui la contient et, par ce fait, provoque un léger refroidissement du sol, comme en témoignent les valeurs des moyennes annuelles calculées pour la parcelle desséchée.

Il est un fait bien connu des agrophysiciens, les couches superficielles du sol sont en moyenne plus chaudes en hiver et plus froides en été que l'air am-

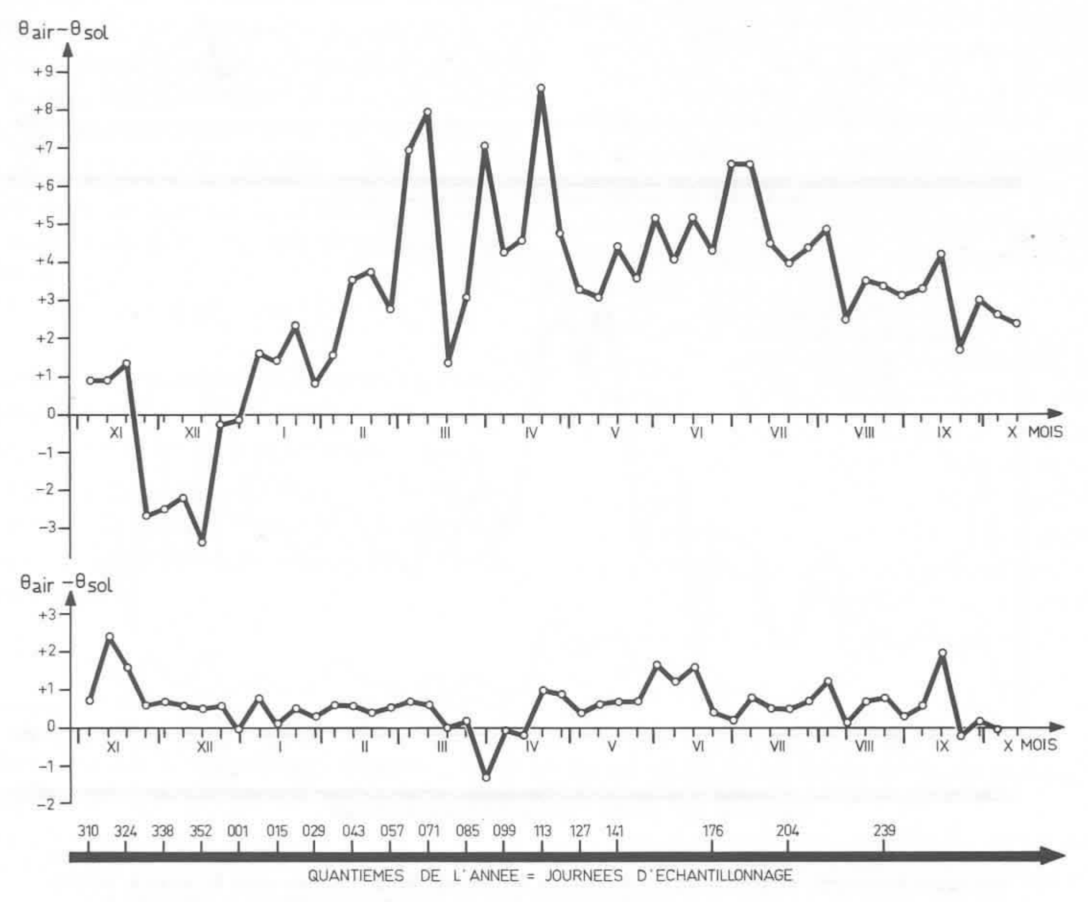


FIG. 13. — Mesure du climat du mois de novembre 1967 au mois d'octobre 1968. *En haut* : évolution du gradient de température entre l'air à + 20 cm au-dessus du sol et la surface du sol de la parcelle témoin. *En bas* : même courbe pour la parcelle desséchée qui montre l'absence d'inversion thermique pendant les mois d'hiver.

biant proche de la surface. Ce phénomène apparaît clairement sur le premier graphique de la figure 13 relatif à la parcelle témoin, dont l'axe des ordonnées porte les écarts de température entre les maxima moyens hebdomadaires enregistrés simultanément dans l'air à + 20 cm (θ_{air}) et à la surface même du sol (θ_{sol}) ; $\theta_{air} - \theta_{sol}$ représente bien un véritable gradient de température, car les oscillations thermiques de ces deux niveaux sont parfaitement synchrones au cours du cycle annuel. En revanche, ce n'est pas le cas pour les niveaux inférieurs — 2,5 et — 5 cm pour lesquels on constate que les températures maximales et minimales sont décalées de proche en proche avec un léger retard par rapport aux niveaux supérieurs. Par suite de ce décalage (parfois 2 heures de retard entre + 20 cm dans l'air et — 5 dans le sol), il n'est pas possible d'établir un véritable gradient de température entre les maxima relevés dans l'air et dans le sol proprement dit.

Dans la parcelle desséchée, le gradient de température ($\theta_{air} - \theta_{sol}$) est moins important car le front de séchage pénètre en profondeur dès la mise en marche de la soufflerie (fig. 13, deuxième graphique). Au cours des premières semaines d'expérience qui correspondent au début de la période hivernale, il n'existe pas d'inversion de température comme dans la parcelle témoin ; la surface du sol est constamment plus froide que les couches d'air en circulation sous le tunnel. Ce comportement singulier est lié au caractère endothermique du phénomène évaporatoire qui s'exerce de façon continue sur le sol de la parcelle desséchée.

d) *Variations de l'humidité de l'air ; déficit de saturation.*

Classiquement, l'écologiste mesure l'humidité de l'air en l'exprimant par le degré hygrométrique ou humidité relative (φ) qui est le rapport entre la pression partielle de vapeur d'eau et la pression de vapeur saturante à la même température.

Comme nous l'avons déjà remarqué, le degré hygrométrique de l'air suit les mêmes variations dans l'abri météorologique et sous le tunnel de la soufflerie. Sur la figure 14, le premier graphique représente les variations hebdomadaires de ce facteur sous abri et le profil des trois courbes montre une légère oscillation saisonnière passant par un minimum au printemps et par un maximum en hiver.

L'humidité relative, seule, ne permet pas de caractériser totalement l'humidité de l'air et ne constitue pas, à nos yeux, un bon élément climatologique utilisable en écologie causale de terrain. C'est ainsi que les tests de corrélation ou de régression permettant d'établir une relation entre les variations de l'humidité relative et les fluctuations du nombre d'animaux rendent équivalentes deux humidités relatives de même valeur et mesurées à deux époques distinctes du cycle annuel. Si cette équivalence ne gêne pas la marche du calcul statistique, en revanche, elle est incorrecte sur le plan de la réalité thermodynamique. 80 % d'humidité relative mesurés en février n'ont pas la même signification écologique que 80 % d'humidité relative mesurés en octobre par exemple.

Pour s'en rendre compte, il suffit de se reporter aux deux paramètres qui définissent le degré hygrométrique de l'air et calculer ensuite le déficit de saturation exprimé par la différence entre la pression de vapeur saturante et la pression partielle de vapeur appelé aussi pouvoir évaporant de l'air, constitue un ~~appelé ausi pouvoir évaporant de l'air, constitue un~~ des moteurs du transfert hydrique par évaporation ; il peut aussi se définir comme un gradient de concentration en molécules de vapeur d'eau par unité de volume du mélange air-vapeur d'eau.

Revenant à notre exemple, aux 80 % H.R. mesurés en février avec une température moyenne de l'air de 2,2 °C correspondent une pression de vapeur saturante de 5,370 mm Hg et une pression partielle de vapeur d'eau de 4,296 mm Hg, soit un déficit de saturation de 1,074 mm Hg. Aux 80 % H.R. relevés en octobre avec une température moyenne de l'air de 15,6 °C correspondent une pression de vapeur saturante de 13,290 mm Hg et une pression partielle de vapeur d'eau de 10,632 mm Hg, soit un déficit de saturation de 2,658 mm Hg qui est 2,4 fois plus élevé que le précédent. Il est douteux de penser

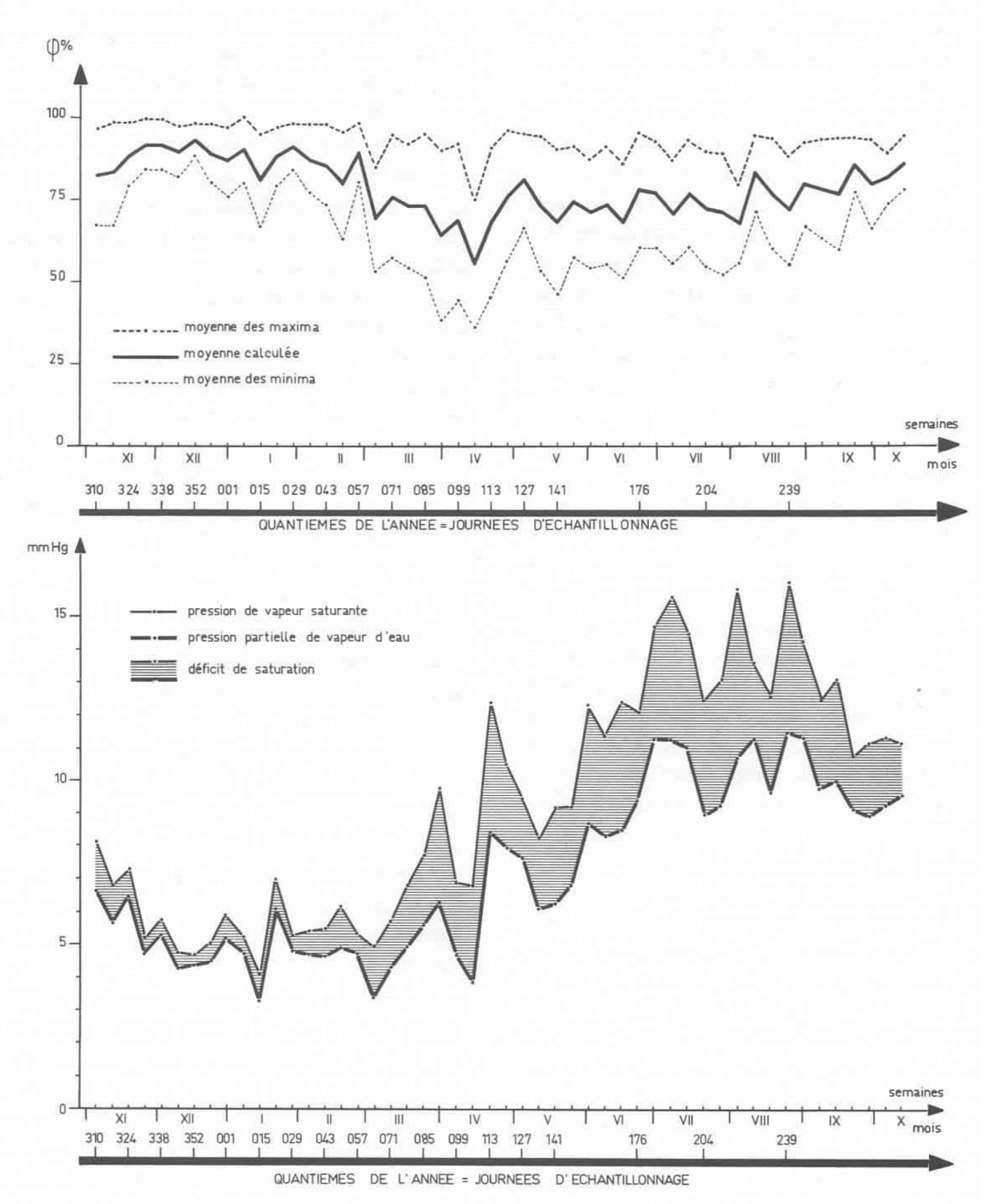


FIG. 14. — Mesure du climat du mois de novembre 1967 au mois d'octobre 1968. *En haut* : variations du degré hygrométrique de l'air sous abri. *En bas* : variations des pressions de vapeur saturante et des pressions partielles de vapeur d'eau; la distance entre les deux courbes définit le déficit de saturation ou pouvoir évaporant de l'air.

que les animaux puissent réagir de la même manière lorsque le pouvoir évaporant de l'air est aussi différent. Cet exemple démontre l'insuffisance des mesures d'humidité relative lorsque l'on se trouve en régime de température variable.

Le second graphique de la figure 14 retrace l'évolution des pressions de vapeur saturante et des pressions partielles de vapeur d'eau au cours du cycle annuel. Ces courbes montrent un rythme saisonnier bien marqué, nettement plus accusé que celui des

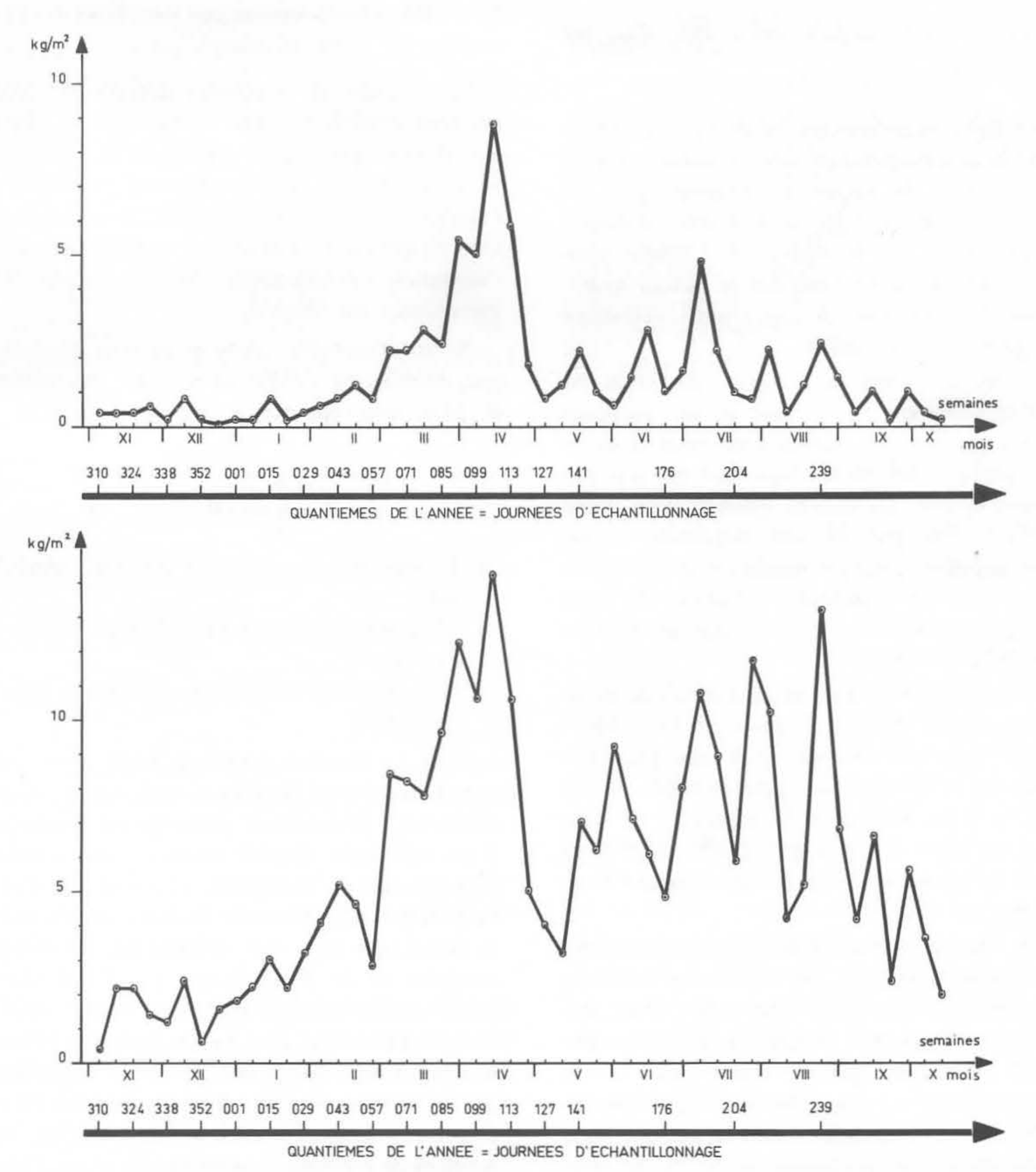


FIG. 15. — Mesure du climat du mois de novembre 1967 au mois d'octobre 1968. *En haut* : évaporation d'une surface d'eau libre dans la station ouverte (parcelle témoin). *En bas* : évaporation d'une surface d'eau libre sous le tunnel (parcelle desséchée).

courbes d'humidités relatives. On peut remarquer, en outre, que la variation annuelle des pressions de vapeur d'eau présente les grands traits de celle de la température de l'air sous abri.

e) *Evaporation d'une surface d'eau libre dans les deux parcelles.*

A partir des enregistrements hebdomadaires livrés par les balances d'évaporation dans la station ouverte et sous le tunnel où circule un courant d'air de 4 m/s, nous avons tracé les deux courbes d'évaporation représentées sur la figure 15. Comme nous l'avions déjà remarqué en analysant le facteur hydrique du sol, l'évaporation distingue aussi nettement les deux aires de prélèvements.

Dans la parcelle témoin, 1,53 ± 0,48 litres ou kilogrammes d'eau par mètre carré se sont évaporés en moyenne par semaine, soit au total pour la durée du cycle annuel 76,5 litres d'eau par m^2 qui ont rejoint l'atmosphère. La courbe d'évaporation d'une surface d'eau libre présente une amplitude saisonnière bien marquée, avec un maximum de 8,8 litres par m^2 au cours de la première quinzaine du mois d'avril et un minimum de 0,1 litre par m^2 vers la fin du mois de décembre.

Dans la parcelle desséchée, la quantité d'eau totale évaporée au cours du cycle annuel est très importante : 284 litres par m^2, soit 3,71 fois plus que dans le témoin ; la moyenne hebdomadaire est de 5,68 ± 1,00 litres par m^2 et le minimum se situe également au cours du mois d'avril avec 14,2 litres par m^2 et le minimum au mois de décembre avec 0,6 litre par m^2.

Comme l'ont noté avant nous les météorologistes pour les régions tempérées, on constate un excès de précipitations par rapport à l'évaporation. Pour mémoire, rappellons que 553 millimètres de pluie, c'est-à-dire 553 litres d'eau par m^2 sont tombés sur le sol de notre station au cours du cycle expérimental. A titre de comparaison, nous mentionnons que dans les régions polaires les précipitations et l'évaporation sont faibles ; dans les régions subtropicales, il existe un fort excès de l'évaporation par rapport aux précipitations et dans les régions équatoriales, les précipitations l'emportent sur l'évaporation (Grisollet, Guilmet, Arlery, 1962).

2. — Relations entre les facteurs du climat.

En écologie, de nombreux auteurs ont créé des relations empiriques pour caractériser le climat de leur station sans trop se soucier de la cohérence des unités de mesure. Ces relations se présentent généralement sous la forme d'indices paramétriques dont l'intérêt pratique ne peut être sous-estimé mais dont l'utilisation opérationnelle dans les bilans thermodynamiques est illusoire.

A titre d'exemple, citons le quotient pluviothermique d'Emberger (1930) dans lequel des millimètres de pluie sont rapportés à des degrés Celsius.

$$Q = \frac{P}{2\frac{M+m}{2}(M-m)} \times 100$$

où P représente la pluviosité moyenne annuelle en mm ;

M la moyenne des maxima du mois le plus chaud en degré C ;

m la moyenne des minima du mois le plus froid en degré C.

Dans le chapitre précédent, nous avons constaté que de nombreux facteurs climatiques possèdent des oscillations saisonnières parfaitement synchrones et il est très facile d'établir entre eux des relations de proportionnalité hautement significatives. Ces relations empiriques n'ont de véritable intérêt que dans la mesure où elles sont vérifiées par les lois fondamentales de la thermodynamique. C'est ainsi qu'il existe une corrélation hautement significative entre l'évaporation d'une part, la température et l'humidité relative d'autre part ; cependant en thermodynamique on démontre que la force motrice de l'évaporation est soit un gradient de température, soit un gradient de concentration en vapeur d'eau. Cet enseignement doit persuader l'écologiste d'entreprendre la mesure de nouveaux paramètres climatiques.

a) *Le phénomène de l'évaporation.*

Lorsque l'air est au contact d'une surface d'eau libre ou d'une matière hygroscopique, il se forme à la surface du liquide ou du solide une couche limite dans laquelle se trouve un mélange air-vapeur. A la surface même du liquide, dans la couche limite, la vapeur atteint la concentration de saturation qui résulte de la température à laquelle elle se trouve. En raison de la chute de concentration qui se produit dans la couche limite, la vapeur chemine par diffusion vers l'air ambiant à partir de la surface du liquide où la concentration de saturation est maintenue de façon durable par suite de la réévaporation du liquide.

C'est ainsi que le physicien F. KNEULE caractérise dans son ouvrage sur le séchage paru en 1964, le déroulement du phénomène évaporatoire. L'auteur poursuit « L'évaporation résulte d'un échange simultané de chaleur et de matière. Du fait du courant d'air qui passe sur la surface du liquide, la chaleur est transportée au liquide en cours d'évaporation, tandis que, simultanément une partie de ses éléments passe dans l'atmosphère à l'état de vapeur. Ce transfert par diffusion est, comme le transfert de la vapeur, un phénomène moléculaire qui s'explique par le mouvement des molécules. On peut donc concevoir le transfert de chaleur comme étant réellement une diffusion des molécules les plus chaudes dans les parties les plus froides d'un gaz ou d'un liquide : il existe donc une analogie complète entre le mouvement calorifique et le mouvement de la matière. Les deux phénomènes obéissent aux mêmes principes. La similitude pour le transfert de chaleur et la diffusion a été démontrée d'une façon générale par W. NUSSELT (1) et E. SCHMIDT (2)... La vapeur qui prend naissance à la surface du liquide diffuse à travers l'une des couches limites existantes et continue sa route par écoulement et turbulence comme la chaleur dans le transfert de chaleur. Dans le transfert de chaleur, la force motrice est un gradient de température ; dans le transfert de matière c'est un gradient de concentration ».

Le phénomène de diffusion enlève des molécules de vapeur d'eau à la couche limite. Ceci a pour effet de diminuer l'énergie calorifique au niveau de celle-ci et provoque un abaissement de température qui engendre un gradient de température lequel devient la force motrice du transfert de chaleur. Le phénomène évaporatoire consiste donc en une diffusion couplée de chaleur et de matière qui aboutit finalement à un état stationnaire. L'absorption de chaleur au niveau de la surface du liquide tend rapidement vers une limite qui est fonction des caractéristiques thermodynamiques de l'air ambiant ; on admet alors que la température de la surface reste constante, inférieure à celle de l'air ambiant (θ_{air}) et désignée sous le nom de température limite de refroidissement ($\theta_0 = C^{te}$, avec $\theta_0 < \theta_{air}$, lorsque $\varphi < 1$). Pour étudier l'écologie des petits animaux séjournant à la surface d'un corps poreux humide comme le sol, il est indispensable de connaître la température limite de refroidissement (θ_0). Comme sa mesure est délicate, on considère que sa valeur est peu différente de celle de la température humide du psychromètre. Celle-ci s'obtient facilement à l'aide d'un diagramme de l'air humide (table psychrométrique) lorsqu'on connaît la température sèche (θ_{air}) et l'humidité relative (φ %). Exemple : $\theta_{air} = 10$ °C ; $\varphi \% = 60$; la table donne un écart psychrométrique de 3,5 °C, soit $\theta_0 = 6{,}5$ °C. Le flux d'évaporation se calcule à partir de l'équation de transmission de chaleur (équation de Fourier) :

$$q = \alpha\,(\theta_{air} - \theta_0)$$

avec α coefficient de transfert de chaleur, $\theta_{air} - \theta_0$ gradient de température. Or pour éliminer par unité de surface et unité de temps une quantité d'eau (g), il faut apporter une quanité de chaleur :

$$q' = g\mathrm{L}_{\theta_0}$$

L_{θ_0} est la chaleur latente de vaporisation,

d'où

$$q' = q = g\mathrm{L}_{\theta_0}$$

(1) W. NUSSELT, Wärmeübergang, Diffusion und Verdunstung. *Z. angew. Math. Machan.*, **10** (1930), 105.

(2) E. SCHMIDT, Verdunstung und Wärmeübergang. *Gesundheits-Ing.*, **52** (1929), 525.

La relation donnant le flux d'évaporation est :

$$g = \frac{\alpha}{L_{\theta_0}} (\theta_{air} - \theta_0)$$

Le flux d'évaporation est à la fois proportionnel au coefficient de transfert de chaleur et au gradient de température. Sous des conditions de températures connues, l'équation donnant le flux d'évaporation sera résolue par la seule connaissance du coefficient α.

Selon la nature de l'écoulement d'air au-dessus de la surface évaporante (écoulement laminaire ou turbulent), le coefficient de transfert de chaleur est soumis à l'influence de nombreux paramètres thermodynamiques peu utilisés en écologie traditionnelle. Citons pour mémoire : la vitesse moyenne de l'écoulement du mélange air-vapeur d'eau, la densité du mélange, sa chaleur spécifique, sa conductivité calorifique, sa viscosité cinématique, la longueur caractéristique de la surface d'échange, l'accélération de la pesanteur, coefficient de dilatation, etc...

En partant du principe de la diffusion, l'équation qui sert de règle au calcul du flux d'évaporation est celle de Fick :

$$g = \beta (C_0 - C_{air})$$

avec β coefficient de transfert de matière, C_0 et C_{air} concentrations en vapeur d'eau respectivement à la surface et aux bords de la couche limite.

Les difficultés d'appréhender les mesures de concentrations ont entraîné les physiciens à introduire dans l'équation les pressions de vapeur d'eau suivant la relation générale :

$$C = \frac{P_{vp}}{R_{vp} T}$$

avec P_{vp} pression partielle de vapeur, R_{vp} constante des gaz de la vapeur, T température absolue.

Ainsi la densité du courant de diffusion g peut être obtenue par l'équation suivante :

$$g = \frac{\beta}{R_{vp}} (P_{vp_0} - P_{vp_{air}})$$

dans laquelle P_{vp_0} et $P_{vp_{air}}$ représentent les pressions de vapeur à la surface et aux bords de la couche limite.

Dans sa constitution, cette égalité correspond tout à fait à celle de la conductibilité de chaleur, et le flux d'évaporation est ici proportionnel au déficit de saturation.

— *Corrélation entre les mesures d'évaporation et les évaluations du gradient de température dans les deux parcelles.*

A partir de la connaissance de l'humidité relative (φ_{air}) et de la température de l'air (θ_{air}) au-dessus du sol, nous avons recherché les valeurs de la température limite de refroidissement (θ_0) à l'aide du diagramme de l'air humide (Table psychrométrique). Ces valeurs subissent approximativement les mêmes variations dans les deux parcelles au cours du cycle annuel, puisque les caractéristiques thermodynamiques de l'air sont sensiblement les mêmes dans la station ouverte et sous le tunnel.

Sur la figure 16, nous avons représenté les variations du gradient de température entre l'air et la surface d'eau libre d'une balance d'évaporation. Ces variations montrent une oscillation saisonnière bien marquée, avec un minimum de 0,7 °C en janvier et un maximum de 3,6 °C en avril.

Dans la parcelle témoin, il existe une corrélation très significative entre les 50 valeurs de l'évaporation (E) et les 50 valeurs du gradient de température avec un coefficient $r = +0{,}643$. Dans la parcelle desséchée la corrélation est hautement significative avec un coefficient $r = +0{,}834$. Ces deux résultats nous autorisent à rechercher l'équation de la droite qui lie l'évaporation au gradient de température.

Pour la parcelle témoin, on trouve :

$$E = +1{,}147 (\theta_{air} - \theta_0) - 0{,}609$$

Pour la parcelle desséchée :

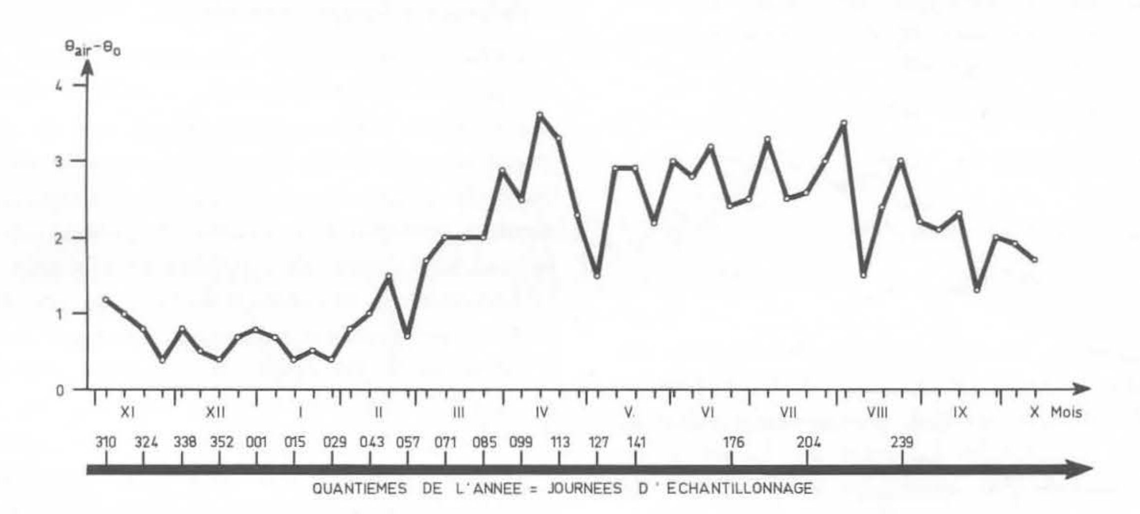
$$E = +3{,}379 (\theta_{air} - \theta_0) - 0{,}394$$

Ces deux relations, établies à partir des données climatiques hebdomadaires évoquent à une constante près l'équation théorique du flux d'évaporation selon le principe de transmission de chaleur. La différence de pente entre les droites de régression linéaires tra-

duit l'influence de la vitesse moyenne de l'écoulement d'air sur le coefficient de transfert de chaleur ; on peut estimer à 3 le rapport entre les coefficients du transfert sous le tunnel et dans la station ouverte.

— *Corrélation entre les mesures d'évaporation et les évaluations du déficit de saturation dans les deux parcelles.*

Les valeurs du déficit de saturation dans les deux parcelles se déduisent des valeurs de pression partielles en vapeur d'eau qui nous ont permis de tracer le second graphique de la figure 14. Sur la figure 16 nous avons représenté l'évolution saisonnière du déficit de saturation pour les deux parcelles ; le pouvoir évaporant de l'air est le plus faible en hiver avec minimum en décembre (0,6 mm Hg) et le plus fort en été avec un maximum en août (5,1 mm Hg).



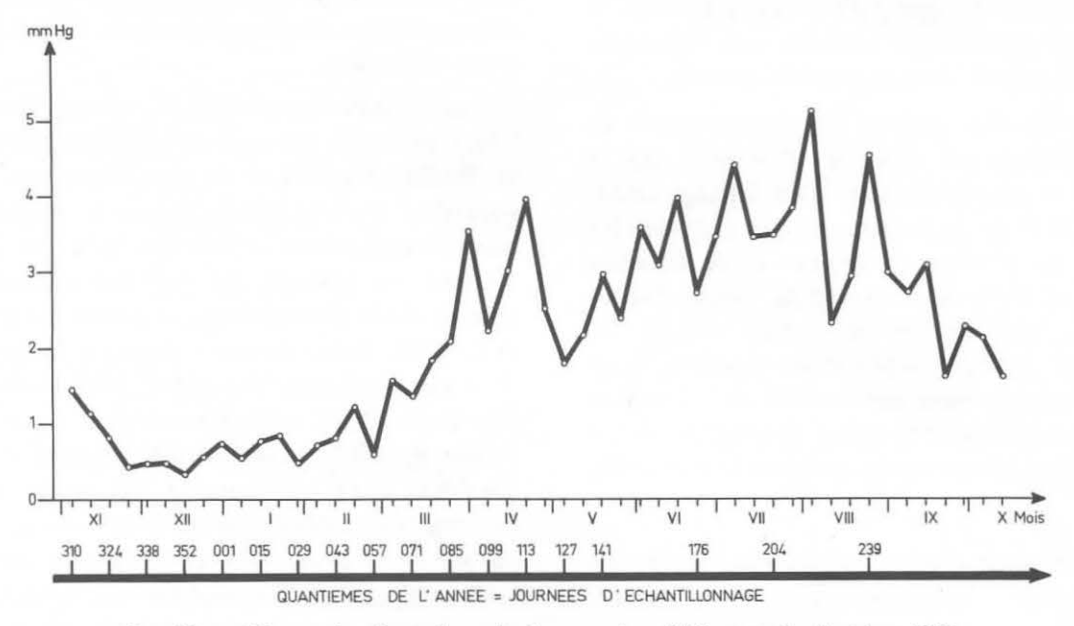


FIG. 16. — Mesure du climat du mois de novembre 1967 au mois d'octobre 1968. *En haut* : évolution du gradient de température entre l'air et la surface d'eau libre d'une balance d'évaporation; θ_{air} = température de l'air, θ_0 = température à la surface de l'eau ou température limite de refroidissement. *En bas* : évolution du déficit de saturation dans l'air ambiant.

On note cependant une nette accentuation du déficit de saturation au début du printemps.

Dans la parcelle témoin, nous avons établi une corrélation très significative entre les 50 valeurs de l'évaporation (E) et les 50 valeurs du déficit de saturation avec un coefficient $r = +0{,}595$. Dans la parcelle desséchée, la corrélation est hautement significative avec un coefficient $r = +0{,}784$.

Les relations linéaires qui lient l'évaporation au déficit de saturation dans les deux parcelles répondent aux formules suivantes :

— dans la parcelle témoin,

$$E = +0{,}746\,(P_{vp_0} - P_{vp_{air}}) - 0{,}175$$

— dans la parcelle desséchée,

$$E = +2{,}397\,(P_{vp_0} - P_{vp_{air}}) + 0{,}508$$

Ces équations, établies à partir des données de l'expérience, s'identifient à une constante près à l'équation théorique du flux d'évaporation selon le principe de la diffusion. La pente de chaque droite de régression linéaire représente le coefficient de transfert de matière ; dans la parcelle desséchée, le coefficient de diffusion est environ trois fois supérieur à celui calculé dans la parcelle témoin.

Les résultats des analyses de corrélation et de régression linéaire ont confirmé d'une part que le phénomène évaporatoire résulte d'un échange simultané de chaleur et de matière, d'autre part que les coefficients de transfert de chaleur et de diffusion sont essentiellement dominés par la vitesse d'écoulement d'air au-dessus de la surface du sol. Ce dernier point justifie l'emploi d'une soufflerie pour assécher progressivement une parcelle du sol donnée sans modifier les caractéristiques thermodynamiques de l'air ambiant (température, pression, hygrométrie).

b) *Discussion sur le régime hydrique du sol dans les deux parcelles.*

L'eau retenue par les particules du sol provient des précipitations atmosphériques reçues sous forme de pluie, de grêle, de neige et de condensations. Dans la terminologie pédologique, on appelle humidité actuelle le pourcentage du poids d'eau par rapport au poids de terre séchée à l'étuve 105°C. Sa mesure ne représente qu'une fraction de l'eau atmosphérique qui a pénétré dans le sol. En effet, le bilan hydrique au niveau du sol peut se traduire par l'équation suivante :

humidité actuelle = eau atmosphérique — (eau de drainage + évapotranspiration).

L'eau atmosphérique est principalement représentée par les précipitations recueillies dans les pluviomètres ; nous avons précédemment vu que les pluies se répartissent de manière aléatoire au cours du cycle annuel. Les quantités d'eau drainées augmentent principalement pendant la période hivernale lorsque les colonnes de capillaires sont gorgées d'eau et favorisent la circulation de l'eau de gravité. Le terme évapotranspiration contient l'eau qui retourne à l'atmosphère par évaporation et l'eau consommée par les végétaux et les animaux ; ces deux quantités d'eau augmentent rapidement dès le retour du printemps, coïncidant d'une part avec l'accroissement subit du déficit de saturation dans l'air et du gradient de température, d'autre part avec la reprise d'activité de la végétation.

Dans la parcelle témoin, sous couvert forestier, la teneur en eau du sol est sous la dépendance exclusive de l'évapotranspiration du mois d'avril au mois de septembre. Ce sont principalement les besoins hydriques permanents de la flore qui entament irréversiblement les réserves du sol malgré d'abondants apports d'eau atmosphérique au cours du printemps et de l'été. Ainsi, au cours des cinq premiers mois de notre programme (novembre 1967 - mars 1968) il est tombé 254,5 millimètres de pluie sur la parcelle témoin et l'humidité du sol s'est toujours maintenue à un taux élevé (cf. figure 8). Par contre, au cours des cinq mois suivants (avril 1968 - août 1968) il est tombé une quantité de pluie plus importante (298,5 millimètres) et cependant la teneur en eau dans chaque horizon n'a cessé de diminuer pour tendre vers un minimum à la fin du programme (cf. figure 8).

Les particularités du régime hydrique du sol rendent impossible l'établissement d'une corrélation significative entre la teneur en eau du sol et la pluviosité. Les trop faibles valeurs du coefficient de corrélation calculé pour chaque horizon prospecté confirment l'indépendance de l'humidité du sol vis-à-vis de la pluie ; pour l'horizon de surface 0 – 2,5 cm, $r = + 0,460$; l'horizon moyen – 2,5 – 5 cm, $r = + 0,446$; pour l'horizon inférieur – 5 – 7,5 cm, $r = + 0,452$.

D'autres tests de corrélation entre l'humidité du sol et l'évaporation ou le déficit de saturation ont donné les mêmes résultats négatifs.

Dans la parcelle desséchée, l'équation du bilan hydrique est simplifiée car, d'une part le sol est privé de ses apports d'eau atmosphérique, et d'autre part le drainage est interrompu par suite de la rupture des liens capillaires sous l'effet du séchage. L'équation du bilan hydrique peut alors s'écrire :

humidité actuelle = — évapotranspiration.

Il est possible d'établir une étroite corrélation entre l'humidité du sol de la parcelle desséchée et les principaux facteurs du climat qui gouvernent le phénomène évaporatoire et la transpiration des plantes.

Comme exemples, nous donnons les résultats des analyses de corrélation et de régression linéaire montrant la dépendance de la teneur en eau (X) dans chaque horizon vis-à-vis de l'évaporation (E) et du déficit de saturation ($P_{vp_0} — P_{vp_{air}}$).

• *Teneur en eau* (X) — *Evaporation* (E).

— Horizon 0 — 2,5 cm :

$r = — 0,689$ (très significatif);
$X = — 2,80\ E + 49,44$.

— Horizon — 2,5 — 5 cm :

$r = — 0,736$ (hautement significatif);
$X = — 1,95\ E + 42,73$.

— Horizon — 5 — 7,5 cm :

$r = — 0,723$ (très significatif);
$X = — 1,24\ E + 35,67$.

Le signe négatif des pentes de chaque droite de régression indique bien que l'humidité du sol diminue quand l'évaporation augmente. Leur valeur absolue décroissant avec la profondeur montre que le phénomène évaporatoire s'exerce plus intensément sur l'horizon de surface.

• *Teneur en eau* (X) — *Déficit de saturation* ($P_{vp_0} — P_{vp_{air}}$).

— Horizon 0 — 2,5 cm :

$r = — 0,567$ (significatif);
$X = — 6,59\ (P_{vp_0} — P_{vp_{air}}) + 47,39$.

— Horizon — 2,5 — 5cm :

$r = — 0,736$ (hautement significatif);
$X = — 5,59\ (P_{vp_0} — P_{vp_{air}}) + 43,19$.

— Horizon — 5 — 7,5 cm :

$r = — 0,776$ (hautement significatif);
$X = — 3,80\ (P_{vp_0} — P_{vp_{air}}) + 36,46$.

L'humidité du sol décroît lorsque le déficit de saturation augmente. Ici, les pentes des droites sont plus fortes que celles de l'exemple précédent, indiquant l'influence prépondérante du déficit de saturation sur l'état hydrique du sol sous le tunnel.

(à suivre)...